



Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale.

Hervé Martin

► To cite this version:

Hervé Martin. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale.. Géochimie. Université Rennes 1, 1985. Français. NNT: . tel-00655973

HAL Id: tel-00655973

<https://theses.hal.science/tel-00655973>

Submitted on 3 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

H. MARTIN

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-00-9

nature,
origine et évolution
d'un segment de croûte
continentale archéenne :
contraintes chimiques
et isotopiques

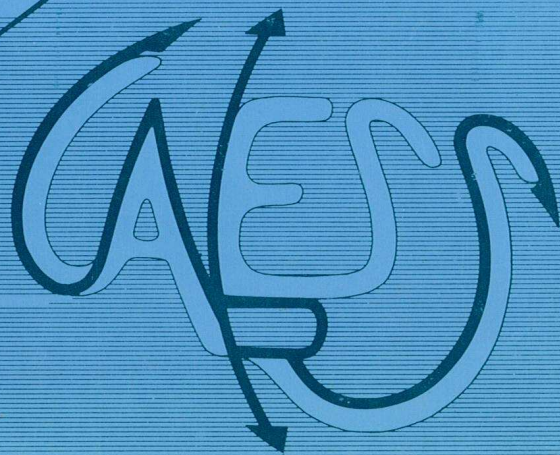
Exemple de la Finlande orientale

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 1

Rennes 1985



MEMOIRES ET DOCUMENTS

DU

CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°1

H. MARTIN

Nature, origine et évolution d'un segment de croûte
continentale archéenne :
contraintes chimiques et isotopiques.
Exemple de la Finlande.

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(FRANCE)

1985

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-00-9

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)

H. MARTIN (1985)

Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale
archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande
orientale.

Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, I : 392 p.

AVANT-PROPOS

Une Thèse, et en particulier une Thèse d'Etat, est l'aboutissement d'un travail collectif où l'apport de chacun, bien que d'importance parfois inégale, est toujours indispensable et très précieux. En effet c'est le travail et la collaboration de tous qui ont permis la réalisation de ce mémoire.

Je tiens donc ici à remercier très vivement tous ceux qui de façon ponctuelle ou permanente ont participé à l'élaboration de cette Thèse.

Je ne voudrais pas oublier Danièle, Ronan et Erwan, à qui j'ai imposé cette épreuve et qui m'ont aidé, encouragé et supporté durant l'accomplissement de ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.

Cadre de l'étude	2
Buts et méthode	4

1ère PARTIE

CARACTERISATION DES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

CHAPITRE 1 - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

1.1. Le contexte géologique : le bouclier baltique	6
1.11. L'Archéen	6
1.111 - L'ensemble septentrional	7
1.112 - L'ensemble méridional	9
1.12. Le Protérozoïque inférieur et moyen	9
1.121 - Les Bélomorides	9
1.122 - Les Svéco-karélides	9
1.123 - Le jotnien	10
1.13. Le Protérozoïque supérieur	10
1.2. Le contexte géographique	10
1.3. Le contexte historique : Les travaux antérieurs	12

CHAPITRE 2 - LITHOLOGIE ET STRUCTURE

2.1. Les grands ensembles lithologiques	16
2.2. Evolution structurale	17
2.21. Analyse structurale	17
2.211 - La ceinture de roches vertes	17
2.212 - L'ensemble granito-gneissique	17
2.22. Discussion	20

CHAPITRE 3 - LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE.

3.1. Introduction	22
3.2. Les gneiss anciens : type Kivijärvi	23
3.21 Mode de gisement	23
3.22. Description macroscopique	23
3.23. Description microscopique	24
3.231 - Les gneiss de Kivijärvi	24
3.232 - Les enclaves de 1er type	26
3.233 - Les enclaves de 2ème type	26
3.3. Les gneiss les plus récents : type Naavala	27
3.31. Mode de gisement	27
3.32. Description macroscopique	28
3.33. Description microscopique	29
3.331 - Les gneiss de Naavala	29
3.332 - Les enclaves de 1er type	30
3.333 - Les enclaves de 2ème type	30
3.4. Discussion	31

CHAPITRE 4 - LES MIGMATITES

4.1. Introduction	37
4.2. Mode de gisement	38
4.3. Description macroscopique	39
4.31. Les artérites	39
4.32. Les métatéxites	39
4.33. Les diatéxites	40
4.4. Description microscopique	40
4.41. Le leucosome	40
4.42. Le mélanosome	41
4.43. Le mésosome	42
4.5. Discussion	42

CHAPITRE 5 - LES MAGMATISMES TARDI A POST CEINTURE DE ROCHES VERTES.

5.1. Introduction	46
5.2. Les granodiorites à phénocristaux	47
5.21. Mode de gisement	48
5.22. Description macroscopique	49
5.23. Description microscopique	50
5.231 - Les phénocristaux	50
5.232 - La matrice	50
5.233 - Les enclaves	52
5.24. Discussion	52

5.3. Les leucogranites roses	56
5.31. Mode de gisement	56
5.32. Description macroscopique	56
5.33. Description microscopique	57
5.34. Discussion	58
CONCLUSIONS	62

2ème PARTIE

LES GRANDES ETAPES GEOCHRONOLOGIQUES

CHAPITRE 6 - LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE

6.1. Les gneiss de Kivijärvi	65
6.11. Résultats analytiques	65
6.12. Autres travaux	66
6.13. Discussion	68
6.2. Les gneiss de Naavala	68
6.21. Résultats analytiques	68
6.211 - Les gneiss de Naavala s.s.	68
6.212 - Les gneiss de Kuusamonkyla	70
6.22. Autres travaux	71
6.23. Discussion	73

CHAPITRE 7 - LES MIGMATITES

7.1. Résultats analytiques	74
7.11. Les migmatites de Kivijärvi	74
7.12. Les migmatites de Kuusamonkyla	75
7.2. Autres travaux	76
7.3. Discussion	77

CHAPITRE 8 - LA CEINTURE DE ROCHES VERTES

8.1. Résultats analytiques	82
8.2. Autres travaux	82
8.3. Discussion	83
8.31. Le cycle volcanique basique et ultra-basique	83
8.32. Le cycle volcanique acide et intermédiaire	83

CHAPITRE 9 - LES MAGMATISMES TARDIFS

9.1. Les granodiorites à phénocristaux	86
9.11. Résultats analytiques	86
9.111 - Granodiorite à phénocristaux d'Arola	86
9.112 - Granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi	87
9.113 - Granodiorite de Kaapinsalmi	88
9.114 - Granodiorite d'Ypykkävaara	89
9.115 - Granodiorite en galets dans le conglomérat de Kide	90
9.12. Autres travaux	91
9.13. Discussion	92
9.2. Les leucogranites roses	96
9.21. Résultats analytiques	96
9.22. Autres travaux	97
9.23. Discussion	97
CONCLUSIONS	99

3ème PARTIE

GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES

CHAPITRE 10 - LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE

10.1. Avant Propos	103
10.2. Caractères géochimiques généraux des gneiss gris	104
10.3. Les processus de fractionnement	113
10.31. Les éléments majeurs	113
10.311 - Avant Propos	113
10.312 - Les diagrammes oxyde = f (SiO ₂)	114
10.313 - La cristallisation fractionnée	119
10.3131 - Le modèle mathématique	119
10.3132 - Choix de la composition des minéraux	121
10.3133 - Résultats et discussion	122
10.32. Les Terres Rares	130
10.321 - Avant Propos	130
10.322 - Les spectres de REE	130
10.3221 - Les gneiss de Kivijärvi	134
10.3222 - Les gneiss de Naavala	135
10.3223 - Les gneiss de Kuusamonkylä	135
10.323 - Le modèle de cristallisation fractionnée	135
10.3231 - Choix des paramètres	135
10.3232 - Résultats et discussion	137
10.33. Conclusion	141

10.4. La genèse des magmas TTG	143
10.41. La géochimie isotopique	144
10.42. La géochimie des éléments majeurs	145
10.421 - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique	145
10.422 - Fusion partielle de grauwackes	147
10.423 - Fusion partielle du manteau	148
10.424 - Fusion partielle d'éclogites	148
10.425 - Fusion partielle d'amphibolites	157
10.43. La géochimie des Terres Rares	157
10.431 - Fusion partielle du manteau	160
10.432 - Fusion partielle d'une éclogite	163
10.433 - Fusion partielle d'amphibolites	164
10.44 - Conclusions	167
10.5. Test du modèle à l'aide des autres éléments en traces	167
10.51. K - Rb - Sr - Ba	168
10.52. Zr - Y - Nb	176
10.53. Ni - Co - V	180
10.6. Discussion et conclusions	185

CHAPITRE 11 - LES MIGMATITES

11.1. Avant Propos	189
11.2. Géochimie des éléments majeurs	190
11.21. Les leucosomes	193
11.22. Les mélanosomes	195
11.3. Géochimie des éléments en traces	199
11.4. Discussion et conclusions	203

CHAPITRE 12 - LES GRANODIORITES A PHÉNOCRISTAUX

12.1. Avant Propos	205
12.2. Caractères géochimiques généraux des granodiorites à phénocristaux	206
12.3. Les processus de contamination	212
12.31. Contamination par carbonatation	213
12.32. Contamination par assimilation	214
12.33. Influence de la contamination sur les I_{Sr}	220
12.4. Les processus de fractionnement	222
12.41. Les éléments majeurs	222
12.411 - Avant Propos	222
12.412 - Les diagrammes oxyde = f (SiO_2)	222
12.413 - La cristallisation fractionnée	224

12.42. Les Terres Rares	231
12.421 - Les spectres de REE	231
12.422 - Le modèle de cristallisation fractionnée	231
12.43. Les autres éléments en traces	236
12.44. Conclusion	236
12.5. La genèse des magmas parents des granodiorites à phénocristaux	238
12.51. Géochimie isotopique du Sr	239
12.52. Géochimie des éléments majeurs	240
12.53. Géochimie des REE	242
12.6. Discussion et conclusions	244
 <u>CHAPITRE 13 - LES VOLCANITES ACIDES DE LUOMA</u>	
13.1. Avant Propos	248
13.2. Géochimie des éléments majeurs	248
13.3. Géochimie des éléments en traces	253
13.4. Discussion et conclusions	255
 <u>CHAPITRE 14 - LES LEUCOGRANITES ROSES</u>	
14.1. Avant Propos	258
14.2. Les caractères géochimiques généraux des leucogranites roses	258
14.3. La genèse des magmas parents des granites roses	264
14.31. La géochimie isotopique du Sr	264
14.32. La géochimie des éléments majeurs	264
14.33. La géochimie des éléments en traces	267
14.4. Conclusion	271
CONCLUSIONS	272

4ème PARTIE

ESSAI DE RECONSTITUTION GEODYNAMIQUE

CHAPITRE 15 - SYNTHESE ET PROPOSITION D'UN MODELE GEODYNAMIQUE

15.1. Introduction	275
15.2. Le socle granito-gneissique (TTG)	276
15.21. Contraintes	276
15.22. Modèle et discussion	279
15.3. La ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi	281
15.31. Contraintes	281
15.32. Modèle et discussion	282

15.4. Le magmatisme calco-alcalin tardi-ceinture de roches vertes	285
15.41. Contraintes	285
15.42. Modèle et discussion	286
15.5. Discussion générale	291
15.51. Problème de la subsidence des roches vertes archéennes	291
15.52. Problème de l'évolution des processus de genèse des granitoïdes	291
15.521 - Evolution de la composition des granitoïdes	293
15.522 - Modèles d'évolution de la pétrogenèse des granitoïdes	295
15.523 - Discussion	298
15.524 - Conclusion	299

CONCLUSION GENERALE

Méthodologie	301
Géologie régionale	302
Implications Générales	303
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	305

ANNEXES

ANNEXE 1 - METHODES ANALYTIQUES

1 - Préparation des échantillons	I-1
2 - Les éléments majeurs	I-1
3 - Les éléments en traces autres que les REE	I-1
4 - Les Terres Rares	I-3
4.1 - La dilution isotopique	I-4
4.2 - L'activation neutronique	I-4
5 - Composition isotopique du Sr	I-4
6 - Composition isotopique du Nd	I-5

ANNEXE 2 - ANALYSES ISOTOPIQUES Rb-Sr	II-1
---------------------------------------	------

ANNEXE 3 - ANALYSES EN ELEMENTS MAJEURS	III-1
---	-------

ANNEXE 4 - ANALYSES EN ELEMENTS TRACES	IV-1
--	------

ANNEXE 5 - LOCALISATION DES ECHANTILLONS	V-1
--	-----

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.

INTRODUCTION

Au cours de ces quinze dernières années l'étude géologique des terrains archéens a connu un très grand développement, et une des conséquences directes de ces travaux a été une meilleure compréhension des stades précoces de l'Histoire de la Terre. En un premier temps les recherches se sont focalisées sur les ceintures de roches vertes plutôt que sur les terrains granito-gneissiques. Ce choix apparemment arbitraire peut s'expliquer par le fait que, en général, les conditions d'affleurement des ceintures de roches vertes sont meilleures, et que ces dernières, constituées en grande partie de roches basiques et ultrabasiques, sont non seulement une précieuse source de renseignements sur la nature du manteau primitif, mais aussi économiquement plus prometteuses. Comme le souligne Glikson (1979), cette méconnaissance de la partie granito-gneissique des cratons archéens, est nettement mise en évidence par la représentation qui en est faite sur les cartes géologiques régionales (de vastes surfaces roses ou oranges) et par leur appellation aussi vague que générale, de "gneiss gris", "socle granito-gneissique"... etc. Ce n'est que très récemment que de nombreux auteurs se sont intéressés à l'analyse de cette "mer granito-gneissique" (voir Viljoën et Viljoën, 1969 a, b ; Hunter, 1970, 1973 ; Anhaeusser, 1973 pour l'Afrique du Sud ; Bliss et Stidoph, 1969 ; Phaup, 1973 ; Stowe, 1973 ; Wilson, 1973 pour la Rhodésie ; Mac Grégor, 1973 ; Bridgwater et al. 1976, 1978 ; Myers, 1976 pour le Groenland ; Bridgwater et al. 1975 ; Bridgwater et Collerson, 1976 pour le Labrador ; Lund, 1956 ; Heimlich, 1969 ; Ermanovics, 1971 ; Goldich et al. 1972 ; Harris et Goodwin, 1976 ; Schwerdtner, 1976 ; Van Schmus et Anderson, 1977 ; Peterman et Hildreth, 1978 pour l'Amérique du Nord ; Pichamuthu, 1974, 1976 et Ramakrishnan et al. 1976 pour l'Inde ; Glikson et Sheraton, 1972 ; Hickman, 1975 ; Hickman et Lipple, 1975 ; William, 1975 pour l'Australie ; Sviridenko, 1974 ; Bowes, 1976 ; Gaal, 1978 ; Lobach-Zhuchenko, 1980 pour l'Europe, etc...).

Ces études ont permis de montrer que les ensembles granito-gneissiques n'étaient pas homogènes, mais au contraire constitués d'un très grand nombre d'unités de nature, d'origine et d'âge variés (Mac Gregor, 1932, 1973 ; Goodwin et al. 1972 ; Hunter, 1973 ; Pitchamutu, 1976 ; Breaks et al 1978 ; Gaal et al. 1978 ...).

Ces résultats déjà considérables ont en outre servi de base à de très nombreuses études géochronologiques et géochimiques détaillées. En effet, au cours de cette dernière décennie, les progrès des Sciences de la Terre et en particulier de la pétrologie expérimentale de la géochronologie, de la géochimie des éléments en traces et des isotopes, ainsi que le développement des techniques analytiques ont largement contribué à élargir nos connaissances des terrains archéens.

Une conséquence directe de ces recherches, ainsi que de celles effectuées sur les météorites et les matériaux lunaires, a été une meilleure compréhension : (1) des mécanismes ayant présidé à l'élaboration de la croûte primitive et à son évolution ultérieure, (2) des processus de différenciation mantellique.

Cependant, ici aussi, l'intérêt des chercheurs s'est d'abord porté sur les ceintures de roches vertes, et plus particulièrement sur les komatiites, considérées comme typiques de l'Archéen, avant de s'étendre aux ensembles granito-gneissiques. L'avancement des recherches a ainsi permis de fixer des contraintes de plus en plus nombreuses aux différents modèles pétrogénétiques et géodynamiques qui ont été proposés afin d'expliquer la genèse et l'évolution de la croûte continentale (voir parmi d'autres Goodwin, 1974 ; Windley, 1977 ; O'Nions et Panhkurst, 1978 ; Glikson, 1979 ; Condie, 1981 ; Kröner, 1982).

Malgré tous ces travaux de nombreuses questions fondamentales demeurent dépourvues de réponse satisfaisante. Parmi celles-ci on retiendra en particulier les interrogations suivantes : La croûte primitive était-elle basaltique, granodioritique ou anorthositique ? Quelles sont les conditions thermodynamiques qui ont présidé à la genèse des magmas komatiitiques ? Dans quel contexte géotectonique se sont-ils mis en place ? Quel était le flux de chaleur terrestre à l'Archéen ? Les énormes volumes de croûte continentale archéenne se sont-ils différenciés directement à partir du manteau ? Se sont-ils formés de façon continue ou de façon épisodique ? Quels étaient les processus de fractionnement mis en jeu à cette époque ? Les grands processus géologiques connus actuellement, tels la tectonique des plaques ont-ils fonctionné à l'Archéen ? Si oui, les modalités étaient-elles les mêmes qu'aujourd'hui ? Si non, quand ce mécanisme a-t-il commencé à fonctionner et quels étaient les phénomènes moteurs de l'accrétion crustale à l'Archéen ?

C'est dans ce cadre, non restrictif, d'interrogations générales que se situe ce travail. Mais avant de développer en détail les buts et propos scientifiques de cette étude, il m'a semblé nécessaire de rappeler brièvement, au lecteur, quel en fut le cadre historique et le soutien logistique.

Cadre de l'étude.

Mon travail sur les roches archéennes de Finlande n'est pas une étude isolée, ce n'est que l'une des composantes d'un vaste projet de recherche élaboré par les équipes de pétrologie, géochimie et de géologie structurale du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles. En effet, l'un des principaux thèmes de recherche du Centre est l'étude de la genèse et de l'évolution de la croûte continentale. Le bouclier baltique, et plus particulièrement la partie finlandaise de ce bouclier, d'âge supposé Archéen, constituait le lieu privilégié d'une telle étude. Trois raisons majeures ont guidé ce choix.

- 1) Le socle finnois présentait la trilogie classique des terrains archéens : ceinture de roches vertes, socle granito-gneissique et ceinture de granulites. Ces ensembles avaient en outre la particularité de ne pas avoir fait l'objet d'études géologiques ou géochimiques modernes.
- 2) Cette partie du bouclier baltique (ceinture des granulites et socle granito-gneissique) avaient été le lieu privilégié de l'élaboration de concepts fondamentaux de la géologie : La notion de migmatite (Sederholm, 1907), le concept de faciès minéralogique (Eskola, 1929) et de dôme gneissique : "mantle gneiss dôme" (Eskola, 1949).
- 3) La Finlande était la région du monde possédant des terrains supposés d'âge Archéen (vierges de toute étude moderne) la plus proche de France. Bien évidemment, cette motivation est plus d'ordre économique que scientifique.

C'est en 1975 que les travaux de l'équipe de Rennes ont débuté en Finlande; ils ont immédiatement porté sur trois domaines essentiels :

- 1) L'étude structurale des dômes gneissiques (mantled gneiss domes) de la région de Kuopio (Karélie). Ce projet a été mené à bien par J.P. Brun, C. Le Corre, D. Gapais et B. Le Théoff.
- 2) L'étude géologique, pétrographique et géochimique de la ceinture des granulites de Laponie avec P. Barbey, R. Capdevila et J. Hameurt. A ce noyau de base sont venus se joindre d'autres chercheurs : J. Convert dont le travail a porté sur les charnockites de la ceinture des granulites, B. Moreau pour l'étude des anorthosites, L. Mohamed-Touret pour l'analyse de la série de la Tana et moi-même pour une reconnaissance des granito-gneiss du craton d'Inari.
- 3) L'analyse du socle archéen du Kainuu où affleure une association de type granit gneiss - ceinture de roches vertes. La répartition des tâches a été la suivante : B. Auvray et S. Blais ont fait l'étude des ceintures de roches vertes, R. Capdevila et J. Hameurt se sont intéressés à l'ensemble socle-ceinture et à leurs interrelations, J.M. Bertrand a réalisé l'analyse structurale de l'ensemble.

C'est en 1978 seulement que je me suis intégré à ce groupe afin de réaliser l'étude du socle granito-gneissique. A cette équipe sont venus se joindre deux jeunes chercheurs de troisième cycle : D. Piquet qui a déterminé les conditions thermodynamiques du métamorphisme dans les roches ultrabasiques, et G. Quéréré qui a étudié les intrusions tardi-tectoniques.

Ces travaux de terrain ont bien sûr servi de base aux études plus sophistiquées, en particulier dans les domaines de la géochronologie et de la géochimie isotopique et des éléments en traces. A cette occasion de nombreux autres chercheurs ont rejoint le groupe des géologues de terrain. Il s'agit notamment de J. Bernard-Griffiths et de J.J. Peucat pour la Laponie, et de B.M. Jahn et Ph. Vidal pour la Karélie. De plus, C. Chauvel, G. Gruau et B. Postaire ont, pour une partie de leurs mémoires de troisième cycle ou de D.E.A., collaboré aux travaux de l'équipe finlandaise.

D'autres géologues ont également apporté une aide parfois ponctuelle, mais toujours précieuse; il s'agit de G. Gaal, T. Piirainen, K. Taipale, E. Hanski, I. Tuokko, E. Luukkonen, P. Choukroune, A. Kröner et R.W. Nesbitt.

Le financement de ces travaux a été assuré en grande partie par des conventions d'échange entre l'Académie de Finlande et le C.N.R.S., par l'A.T.P. "Géodynamique" et par la R.C.P. "Croûte Archéenne". Les chercheurs ont bénéficié de l'accueil et de l'appui du service géologique de Finlande (Dr. Stigzelius, Dr. Merilainen, Dr. Kouvo, Dr. Simonen et Dr. Hyppönen, de l'Université d'Helsinki (Dr. Gaal) et de l'Université d'Oulu (Dr. Piirainen). Enfin, le soutien des membres de la mission scientifique de l'Ambassade de France à Helsinki a été très précieux et a contribué au bon déroulement matériel des missions.

Pour conclure je désire rappeler que le travail présenté ici n'est qu'un volet d'un programme scientifique beaucoup plus vaste auquel ont participé de très nombreux membres du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, mais aussi de nombreux collaborateurs français et étrangers.

Buts et Méthodes.

Le but de ce travail est d'essayer de comprendre la genèse et l'évolution d'un segment de croûte continentale appartenant au bouclier baltique au cours de l'Archéen. Ce premier but atteint il s'agit de montrer si ces résultats peuvent être généralisés à tout, ou partie de la croûte continentale. De plus ces données devraient permettre une reconstitution géodynamique et fournir des éléments de réponse à la question suivante : "Les processus pétrogénétiques et géodynamiques mis en oeuvre à l'Archéen, ainsi que leurs modalités de fonctionnement, étaient-ils les mêmes qu'actuellement ?".

Le plan de cet ouvrage m'a tout naturellement semblé devoir être celui de la démarche scientifique que j'ai adoptée au cours de ces cinq dernières années de recherche sur les terrains archéens de Finlande, puis au laboratoire.

1ère PARTIE : Caractérisation des ensembles lithologiques.

La première étape de ce travail consiste en une étude de terrain détaillée et se poursuit par une analyse pétrographique, dont le but est de bien caractériser les matériaux servant de base au travail. Cette première partie sera donc consacrée à la description des différentes unités lithologiques à l'échelle mégascopique et microscopique. De ces descriptions et énumérations souvent fastidieuses, que j'essaierai de rendre aussi brèves que possible, sans pour autant leur ôter toute substance, je voudrais faire ressortir un certain nombre d'indications qui me semblent importantes et qui concernent : 1) les relations entre les différents ensembles lithologiques et leur chronologie relative de mise en place. 2) la nature et parfois l'origine de ces formations, et enfin 3) l'évolution tectono-métamorphique des différents groupes chronologiques et lithologiques.

2ème PARTIE : Les grandes étapes géochronologiques

La deuxième étape de ma démarche scientifique a consisté, à l'aide de la méthode Rb Sr, à caler de façon "absolue" l'âge des différentes unités reconnues sur le terrain afin d'avoir une contrainte aussi fiable et précise que possible sur la durée des différents événements géologiques. Cette seconde partie me permettra de présenter et de discuter les résultats obtenus par la méthode Rb-Sr sur les granito-gneiss de Karélie. Ces mesures seront ensuite discutées et comparées aux données acquises par d'autres méthodes (Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd) et par d'autres chercheurs sur les mêmes matériaux ou sur d'autres ensembles de la même région (par exemple sur les ceintures de roches vertes). Les contraintes apportées par les constitutions isotopiques initiales des roches seront discutées dans la troisième partie de ce mémoire.

3ème PARTIE : Géochimie des éléments majeurs et en traces.

Une fois effectuée la caractérisation géologique et pétrologique des différentes unités et établie la chronologie relative et absolue des événements, les bases solides d'une étude géochimique détaillée sont dès lors posées. Cette dernière constituera la troisième partie de ce mémoire. Après avoir rapidement décrit les caractéristiques géochimiques essentielles des différents ensembles magmatiques, j'essaierai de déterminer les processus de fractionnement géochimique qui ont affecté chacun d'eux. Pour ce faire les différentes étapes de la démonstration seront les suivantes : 1) Utilisation des contraintes apportées par les éléments majeurs et proposition de modèles. 2) Utilisation des contraintes fournies par les terres rares et sélection du ou des modèles satisfaisant les deux ensembles de contraintes. 3) Test des modèles à l'aide des autres éléments en traces et discussion.

4ème PARTIE : Essai de reconstitution géodynamique.

Le but de cette quatrième partie sera triple : 1) Rappeler, discuter et fixer toutes les contraintes géologiques, pétrologiques, structurales, géochronologiques, géochimiques et thermodynamiques, apportées par cette étude. 2) A l'aide de ces contraintes proposer un modèle d'évolution géodynamique pour ce segment de croûte archéenne. 3) Comparer ce modèle à des modèles élaborés pour des époques plus récentes, et en particulier à ceux élaborés pour les terrains protérozoïques voisins de Laponie.

Enfin, ce travail s'achèvera par une conclusion générale dans laquelle j'essaierai de faire ressortir les traits essentiels et originaux de cette étude, en la replaçant dans le contexte plus général des recherches menées actuellement sur les toutes premières étapes de l'histoire de notre planète.

1ère PARTIE

Caractérisation des ensembles lithologiques

CHAPITRE 1

Le contexte géologique

Avant d'entreprendre en détail la description des différents ensembles lithologiques il m'a semblé nécessaire de replacer les terrains étudiés dans un contexte plus général. Dans ce dessein, trois points m'ont paru devoir être développés. 1) Une présentation très générale et succincte de la géologie du bouclier baltique pris dans son ensemble. 2) Quelques indications d'ordre géographique concernant la zone étudiée. 3) Un résumé des travaux antérieurs. Ce dernier point que j'exposerai aussi brièvement que possible devrait permettre au lecteur de situer mon travail dans son contexte historique.

1.1. Le Contexte Géologique : le bouclier baltique.

Le bouclier baltique ou Fennoscandie (Ramsay, 1898) occupe une surface de près de $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ dans la partie nord-est de l'Europe. Il correspond à la plus vaste zone de Précambrien affleurant sur ce continent (les autres principales zones étant : les Hébrides, le bouclier Ukrainien et les terrains précambriens du domaine varisque). Il est limité à l'Est et au Sud par les formations sédimentaires de la plateforme russe et au Nord et à l'Ouest par la chaîne des Calédonides (Fig.1-1). Il peut se subdiviser en trois grands ensembles chronologiques et géographiques dont l'âge décroît d'Est en Ouest. Il s'agit, du plus ancien au plus récent :

1.11) L'Archéen.

Ces terrains, aussi nommés "socle présécokarélien" ont un âge généralement supérieur à 2,5 G.a. Ils affleurent sur une surface de près de $0,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ dans la partie orientale du bouclier baltique. Ils forment deux ensembles distincts séparés par la chaîne des Bélomorides (Fig. 1-1).

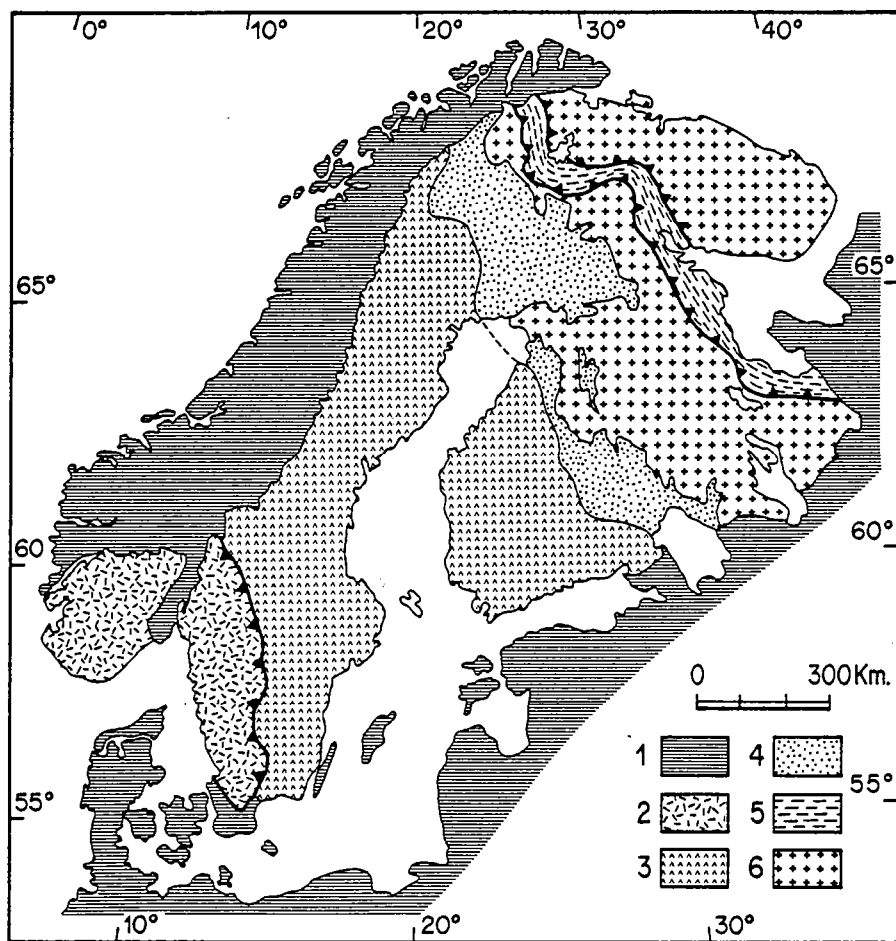


Fig. 1-1 : Les principaux ensembles géologiques du bouclier baltique (d'après Gaál, 1978 ; Simonen, 1980 ; Barbey, 1982)

Phanérozoïque : 1 - Calédonides, Graben d'Oslo, Plateforme est européenne.

Protérozoïque supérieur : 2 - Les Svéco-Norvégiides.

Protérozoïque inférieur et moyen : 3 - Les Svéco-fennides ; 4 - Les Karélides ; 5 - Les Bélomorides.

Archéen : 6 - Karélie et bloc de Kola.

1.111) L'ensemble septentrional.

Cet ensemble forme la péninsule de Kola et affleure dans la partie la plus septentrionale de la Finlande où il est connu sous le nom de "craton d'Inari" (Fig. 1-2). Il est constitué d'un ensemble de gneiss plus ou moins migmatisés et de composition tonalitique à granodioritique d'âge archéen (2,9 à 2,6 G.a. Merilainen, 1976 ; Kouvo, 1964 à 1977). Sur ces gneiss reposent deux générations de ceintures de roches vertes : les unes (les "ceintures anciennes" de Barbey et al, 1980) sont actuellement connues sous forme d'ensembles volcano-sédimentaires dilacérés dans le socle granito-gneissique. Elles sont subi un métamorphisme de haut degré et des tectoniques superposées complexes. Leur âge archéen est confirmé par la datation à 2,55 G.a. d'intrusions granitiques les recoupant (Merilainen, 1976).

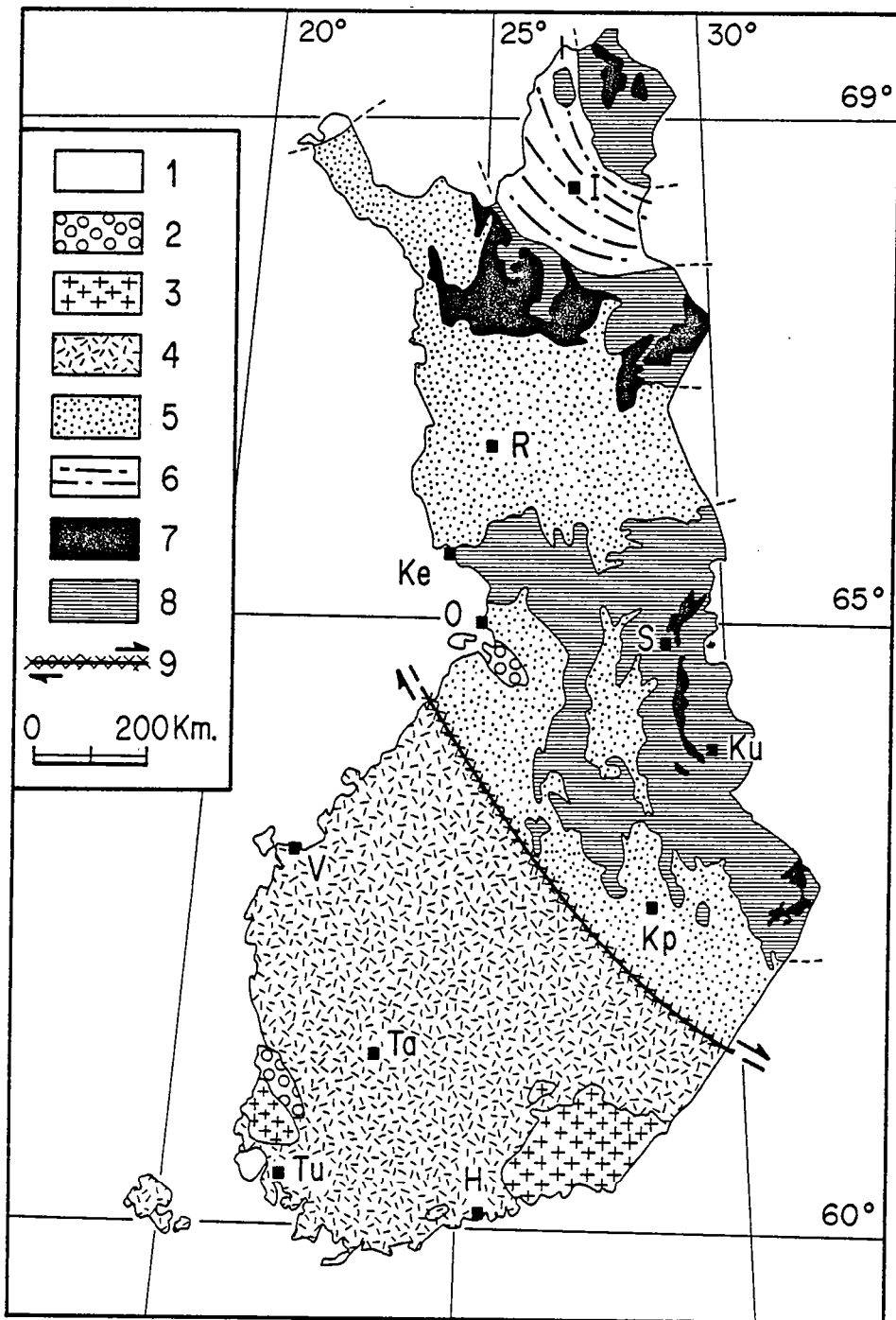


Fig.1-2 : Carte géologique schématique de Finlande (d'après Gaál, 1978 ; Simonen, 1980).

Phanérozoïque : 1 - Calédonides. Protérozoïque inférieur et moyen : 2 - Grès jotniens ; 3 - Granites rapakivis ; 4 - Svéco-fennides ; 5 - Karélides ; 6 - Bélomorides.

Archéen : 7 - Ceintures de roches vertes ; 8 - Granito-gneiss ; 9 - Faille de Raahe-Ladoga.

H : Helsinki ; I : Ivalo ; Ke : Kemi ; Kp : Kuopio ; Ku : Kuhmo ; O : Oulu ; R : Rovaniemi ; S : Suomussalmi ; Ta : Tampere ; Tu : Turku ; V : Vaasa.

Les autres (les "ceintures récentes" de Barbey et al. 1980) couvrent de vastes surfaces (ceintures de Petsamo-Imandra Varsuga). Elles sont formées d'une succession de roches volcaniques basiques à intermédiaires contenant des intercalations sédimentaires. Le métamorphisme y est de type épizonal. En général elles sont considérées comme ayant un âge protérozoïque inférieur (Karélien, Zagorodnyi, 1980), toutefois dans de nombreux cas la base des séries volcaniques est attribuée à l'Archéen (Silvennoinen et al. 1980).

1.112) L'ensemble méridional.

Cet ensemble s'étend depuis le Sud de la chaîne des Bélomorides en Laponie jusqu'aux lacs Onega et Ladoga en Union Soviétique. Localement il est masqué par des formations d'âge karélien (Laponie méridionale, région de Kajaani, région de Kuopio, où le socle n'apparaît qu'au cœur des dômes gneissiques). Deux grandes unités lithologiques peuvent y être distinguées :

1) Une unité granito-gneissique dans laquelle on distingue des orthogneiss anciens de composition tonalitique à granodioritique et des orthogneiss récents dont la composition est granodioritique à granitique. Les orthogneiss anciens sont intensément migmatisés et polyphasés alors que, les plus récents ont une structure simple et sont exempts de toute manifestation anatectique. Les âges obtenus sur ces roches sont typiquement archéens; ils vont de 3,1 G.a. en Laponie et 2,9 G.a. en Karélie à 2,6 G.a. pour les gneiss anciens (Kouvo, 1964-1977 ; Kröner et al. 1981 ; Martin et al. 1983a), et de 2,5 G.a. à 2,4 G.a. pour les gneiss les plus récents (Kouvo, 1964-1977 ; Martin et Quéré, 1984).

2) Des ceintures de roches vertes. Celles-ci se trouvent le plus souvent en synforme dans les orthogneiss anciens. Elles sont en général formées de deux cycles volcaniques séparés par des métasédiments. Le cycle inférieur est basique et ultrabasique alors que le cycle supérieur est acide à intermédiaire (Blais et al. 1977a ; Rybakov et Lobach-Zhuckenko, 1981). L'âge des volcanites basiques et ultrabasiques est voisin de 2,65 G.a. (Kouvo, 1964-1977 ; Vidal et al. 1980).

1.12) Le Protérozoïque inférieur et moyen.

1.121) Les Bélomorides.

Il s'agit d'une large ceinture comprenant les volcanites basiques de la Tana, les granulites para-dérivées et ortho-dérivées de Laponie ainsi qu'une partie du socle granito gneissique du craton d'Inari (Polkanov et Gerling, 1960). Ces différentes unités se chevauchent vers le Sud (et vers l'Ouest dans la partie septentrionale); elles s'étendent de la Mer Blanche à l'Est à la chaîne calédonienne au Nord-Ouest de la Scandinavie (Fig. 1-1). Ses caractères structuraux, pétrographiques et géochimiques ont fait interpréter la chaîne bélomoride comme le résultat d'un orogène de collision entre les deux cratons archéens. La suite kondalitique correspond au comblement du géosynclinal alors que la ceinture de la Tana représente les reliques de la croûte océanique subductée sous le craton d'Inari (Barbey et al. 1980; 1984 ; Hörmann et al. 1980 ; Barbey, 1982). Les âges de la ceinture granulitique et des magmatismes associés à l'orogénèse sont compris entre 1,9 et 2,0 G.a. (Moreau, 1980 ; Barbey, 1982 ; Peucat, 1982 ; Bernard-Griffiths et al. 1984).

1.122) Les Svéco-karélides.

La chaîne svéco-karélienne a un âge compris entre 1,5 et 2,0 G.a. et occupe la partie médiane de la Fennoscandie. Elle peut se subdiviser en deux grands blocs séparés par un accident majeur cisailant : la zone de cisaillement Ladoga-Raahe (Fig. 1-1 et 1-2) (Gaál et al. 1978), connue antérieurement sous le nom de faille Svéco-Karélienne entre Karélie et Svecofennides (Ramsay 1909)

1) Les Karélides forment la bordure ouest et sud du craton archéen méridional (Eskola, 1925). Il s'agit d'une série transgressive sur le socle archéen, avec à sa base des conglomérats et des arkoses et se poursuivant par une sédimentation de type épicontinental associée à des manifestations volcaniques.

2) Les Svéco-fennides (Ramsay, 1909), situées à l'Ouest comprennent des dépôts sédimentaires de type géosynclinal (Province bothnienne) et un ensemble volcanique (Province svionienne) interprété comme un arc insulaire (Hietanen, 1975 ; Löfgren, 1979).

L'orogénèse svéco-karélienne est le résultat de la subduction vers l'Est de la lithosphère océanique sous le bloc continental archéen (et sa couverture karélienne) (Berthelsen, 1980). Cette orogénèse se traduit aussi par une palingénèse du socle archéen engendrant ainsi les célèbres "mantled gneiss dômes" décrits par Eskola (1949) et étudiés récemment par Brun (1980).

1.123) Le Jotnien

Cette longue période d'érosion, aussi nommée : "post-svéco-karélien non plissé", succède à l'orogénèse svéco-karélienne et se caractérise par trois événements principaux (Eskola, 1963) :

- 1) la mise en place des granites rapakivis dans le Sud de la Finlande, aux alentours de 1,60 G.a. (Kouvo, 1958).
- 2) la formation de grabens et leur remplissage par des grès arkosiques rouges : "les grès jotniens". L'âge de la sédimentation est voisin de 1,3 G.a. (Simonen, 1960).
- 3) la mise en place de nombreux filons de dolérite, recoupant les formations précédentes et dont l'âge serait voisin de 1,1 G.a. (Simonen, 1960).

1.13) Le Protérozoïque supérieur.

Il affleure à l'extrémité occidentale de la Scandinavie et forme ce que l'on appelle la chaîne Svéco-norvégide dont l'âge serait compris entre 0,9 et 1,2 G.a. (Berthelsen, 1980). Il est constitué de nombreuses petites unités se chevauchant vers l'Est et interprétées comme le prolongement oriental de la zone mobile du Grenville (Patchett et al., 1978 ; Berthelsen, 1980). L'orogénèse svéco-norvégienne est le résultat d'une collision continentale, cet épisode ayant été précédé par une période de "rifting" et de développement de croûte océanique.

1.2. Le contexte géographique.

La zone étudiée, dans ce mémoire, s'étend sur près de 28000 km², elle se situe dans la partie centrale et orientale de la Finlande. Elle est limitée à l'Est par la frontière avec l'Union Soviétique et elle recouvre entièrement la province finlandaise du Kainuu et une petite partie du Nord de la Karélie (Fig. 1-3).

Le Kainuu fait partie du comté d'Oulu. Il s'agit d'une région de forme triangulaire ayant une surface de 24 270 km², qui regroupe neuf paroisses autour de la ville principale : Kajaani. Les neuf paroisses sont : Hyrynsalmi, Kuhmo, Paltamo, Puolanka, Ristijärvi, Sotkamo, Suomussalmi, Vaala et Vuolijoki. La densité d'habitation est faible, de l'ordre de 4,5 à 5 habitants au kilomètre carré. Dans les paroisses les plus orientales, la population est encore plus clairsemée, par exemple, dans la paroisse de Kuhmo la population est de 14 000 habitants, pour une superficie de 5467 km² soit à peu près 2,5 habitants par km², mais en réalité, si l'on excepte les habitants de l'agglomération de Kuhmo, la densité de population tombe à 1,3 habitants au km².

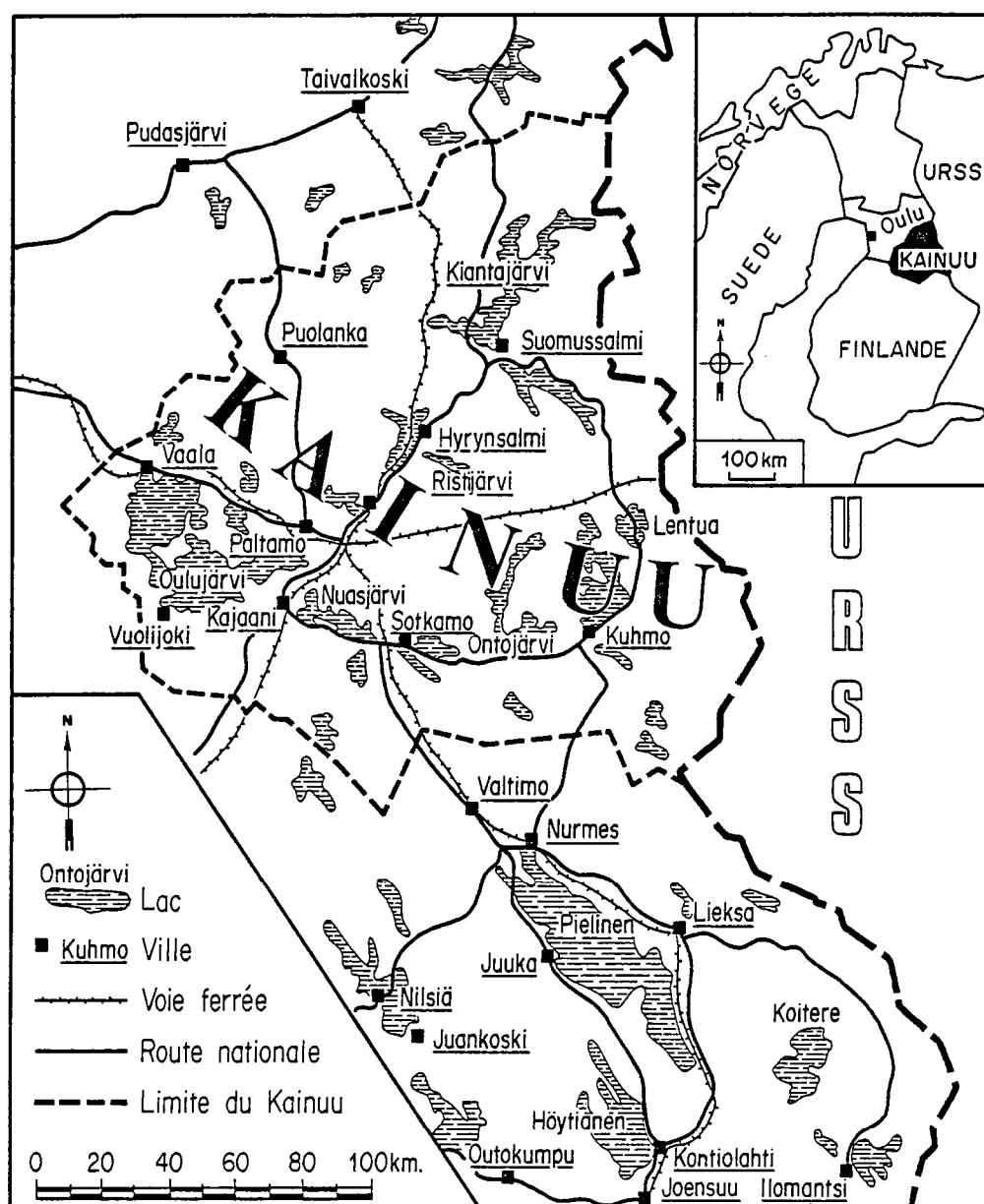


Fig. 1-3 : Carte de localisation géographique de la région étudiée.

Au cours du Quaternaire, la Finlande était recouverte de glaciers qui ont totalement modelé le paysage, rabotant et aplanissant le soubassement rocheux et déposant d'énormes quantités de moraines. Ces dernières dessinent parfois de grands alignements SW-NE (Salpauselkä, Suomenselkä, Kainuuselkä).

Actuellement le Kainuu est donc une vaste pénéplaine dont l'altitude moyenne est faible (150 à 250m). Les seuls reliefs importants forment une barre qui s'étend du Nord au Sud sur plus de 200 km, et dont l'altitude dépasse 300m. Ces reliefs qui vont du Nord de Puolanka au Sud de Sotkamo sont dus à la présence des quartzites constituant la base des formations karéliennes, qui ont mieux résisté que les autres roches à l'érosion glaciaire.

Les dépressions laissées libres sont actuellement occupées par de nombreux lacs aux rives souvent très découpées. Par exemple, dans la paroisse de Kuhmo plus de 10% de la surface (548 km²) est occupée par des lacs. La végétation qui recouvre les zones émergées est de type taïga, c'est à dire qu'il s'agit d'une forêt de conifères, qui dans les régions plus septentrionales passe progressivement à une forêt de bouleaux nains, puis à la toundra. Ces paysages, dépourvus de tout relief agressif et faits d'un harmonieux mélange d'eau et de forêt, se répètent à l'infini, mais différent tous les uns des autres par de petits détails qui leur donnent un charme à la fois grandiose, discret et délicat.

Tous ces caractères géographiques et morphologiques, font que, malgré la faible densité de l'habitat, le Kainuu n'est pas une région exceptionnellement riche en affleurements, bien au contraire ! En effet, le sous-sol est presque uniformément recouvert soit par des lacs, soit par d'épais dépôts morainiques. Lorsqu'il affleure il présente des formes arrondies, moutonnées, polies avec de nombreuses stries attestant de l'action érosive des glaciers. De plus, ces surfaces arrondies sont recouvertes d'un épais tapis de mousse et de lichen qui fait qu'un décapage et un nettoyage sont nécessaires avant toute observation. Toutefois, d'excellents affleurements ont été mis à jour lors de l'édification des routes nationales et des voies ferrées, ils constituent ainsi des coupes de bonne qualité qui ont été largement utilisées et étudiées au cours de ce travail.

1.3. Le Contexte historique : Les travaux antérieurs.

"Progress in Geology goes backwards" Eskola (1963).

Très tôt, dès 1886, le Service géologique de Finlande a commencé le lever systématique des cartes géologiques à l'échelle du 1/400 000 et du 1/100 000. Ce travail a connu un renouveau à partir de 1940, époque à laquelle a été entreprise la réalisation d'une nouvelle couverture cartographique à l'échelle de 1/100 000, cette opération est actuellement en cours d'achèvement.

Tout de suite les deux grands ensembles lithologiques du Kainuu ont été distingués, il s'agissait d'un socle granito-gneissique et de ceintures schisteuses. Si tous les auteurs s'accordaient globalement sur cette subdivision purement descriptive et sans aucune implication chronologique, il n'en a pas été de même en ce qui concerne l'âge relatif et absolu de chacune de ces unités. Au cours du temps et au fur et à mesure du développement des études de terrain, les courants d'idées n'ont cessé d'alterner entre l'hypothèse d'un socle antérieur aux ceintures schisteuses et celle d'un socle plus récent que les ceintures schisteuses. Ces changements presque rythmiques reflètent en réalité la grande complexité des terrains archéens et la difficulté que l'on a à y établir une chronologie même relative.

- De 1897 à 1923, les granito-gneiss du Kainuu ont été considérés comme antérieurs aux ceintures schisteuses. Pour Sederholm (1897), les gneiss, aussi nommés "complexe Katarchéen" formaient la croûte originelle de la Terre. Frosterus et Wilkman (1920) et Wilkman (1921) précisent ce schéma en suggérant l'existence de deux générations de ceintures schisteuses, l'une antérieure au Karélien et faisant partie intégrante du complexe archéen, l'autre d'âge karélien et reposant en discordance sur les formations précédentes.
- De 1923 à 1958, à la suite des travaux de Saksela (1923), nombreux ont été les auteurs à penser que les ceintures schisteuses étaient plus anciennes que les gneiss. En 1932, Sederholm se rallie à cette idée et va même beaucoup plus loin en corrélant les anciens gneiss katarchéens avec les orthogneiss de la zone svécofennide. Vayrynen (1954) est le premier à noter que les schistes basaux des ceintures schisteuses ne sont pas des schistes, mais des mylonites

engendrées par des mouvements tectoniques ayant affecté le contact socle-ceinture. De plus il considère que l'ensemble archéen (continent Jatulien) s'est comporté comme une zone de résistance au cours des plissements karéliens, ceci, selon lui, rend improbable l'intrusion de granitoïdes karéliens dans cette région.

- De 1958 à 1971 les granito-gneiss sont à nouveau considérés comme étant les plus anciens. Matisto (1958) puis Eskola (1963) et Vartianen (1970) montrent l'existence de deux générations de granito-gneiss archéens. Les plus anciens, de composition quartz-dioritique à granodioritique, sont antérieurs aux ceintures schisteuses, les plus récents intrusifs dans les ceintures sont des granites à microcline.

Pour la première fois le caractère volcanique et/ou volcano-sédimentaire des ceintures schisteuses est mis en évidence (Matisto, 1958). Tout comme l'avait fait Vayrynen (1954), Vartianen (1970) et Nykanen (1971) montrent que les schistes basaux des ceintures schisteuses sont en fait des mylonites et que l'importance de la cataclase diminue lorsque l'on s'éloigne de formations karéliennes. Toutefois, en se basant sur des corrélations avec des terrains équivalents de Karélie soviétique (Kratz, 1960), Vartianen pense que les ceintures schisteuses anté karéliennes ont malgré tout un âge protérozoïque inférieur.

- De 1971 à 1976, en raison de la présence de reliques de matériaux paradérivés en enclaves dans les gneiss du socle et de l'existence de granitoïdes intrusifs dans les ceintures schisteuses, Simonen (1971), considère ces dernières comme étant les plus anciennes roches connues dans cette partie de la Fennoscandie et propose de les nommer "kuhmoïdes". Cet auteur qui présentera des interprétations similaires jusqu'en 1980, montre que les ceintures schisteuses ont une structure synclinale isoclinale à plan axial vertical. Les levés cartographiques de Lavikainen (1973, 1975) de Hyppönen (1973, 1976, 1978) ainsi que les travaux de Kahma (1973) aboutiront à des conclusions chronologiques analogues.

Au cours de cette période de nombreux travaux géochronologiques ont été effectués sur l'Archéen du Kainuu. Malheureusement, le travail considérable fait depuis 1958 par Kouvo (principalement méthode U-Pb sur zircon ou monazite) est resté, pour l'essentiel non publié, et de nombreux résultats ne sont connus que sous forme de tableaux de chiffres dans des rapports internes confidentiels du Service géologique de Finlande. Dans ces tableaux, le lieu d'échantillonnage et la nature de la roche d'où le zircon ou la monazite ont été extraits ne sont indiqués que par un mot ce qui rend très difficile, voire impossible toute utilisation et/ou interprétation de ces résultats. De toute façon, si les travaux publiés (Kouvo, 1958 ; Kouvo et Kulp, 1961 ; Wetherill et al. 1962 ; Kouvo et Tilton, 1966 ; Vaasjoki, 1981) ont, sans ambiguïté, permis de confirmer l'âge archéen de l'ensemble granito-gneissique (2,9 à 2,5 G.a), l'absence de mesure sur les ceintures schisteuses n'a pas permis de préciser leur position stratigraphique par rapport aux granito-gneiss. Ceci explique que, malgré l'existence de nombreuses mesures radiochronologiques, des prises de position contradictoires aient eu lieu jusqu'en 1976, voire même jusqu'en 1980.

- C'est à partir de 1976 que deux communications à des Congrès Internationaux (Blais et al. 1976 ; Gaál et al. 1976) annoncèrent des travaux présentant une vision non plus locale mais globale des problèmes posés par les terrains archéens de Finlande. A ces résumés, qui pour la première fois assimilaient les ceintures schisteuses de Finlande à des ceintures de roches vertes archéennes, ont fait suite de nombreux articles (Blais et al. 1977a, 1977b, 1978 ; Bertrand et al. 1978 ; Gaál et al. 1978).

Dans leur article Gaál et al. (1978) décrivent les ceintures schisteuses comme des ceintures de roches vertes archéennes typiques, reposant sur un socle granito-gneissique. Ce dernier est complexe et comprend au moins trois générations de plutonites : (1) des gneiss

très migmatisés de composition quartz-dioritique, granodioritique et trondhjémitique, contenant de nombreuses enclaves basiques; (2) des leuco-granodiorites et des leuco-trondhjémites, parfois foliées, recoupant les ceintures de roches vertes, et provenant de l'anatexie des gneiss anciens, (3) des granites, ainsi que des aplites et des pegmatites roses, recoupant toutes les autres unités lithologiques. Les ceintures de roches vertes, séparées du socle par une zone cisailée (zone de transition) sont constituées de trois ensembles qui sont du plus ancien au plus récent : (1) un volcanisme basique tholéiitique contenant quelques passées ultrabasiques; (2) un volcanisme intermédiaire à acide; (3) enfin, tout au sommet, des sédiments. L'analyse structurale de ces auteurs reprend les grandes lignes de celle de Bowes (1976).

Blais et al. (1977a, b, ; 1978) s'attachent essentiellement à l'étude du volcanisme dans les ceintures de roches vertes. Ils y mettent en évidence deux cycles volcaniques majeurs: 1) un cycle volcanique inférieur constitué d'une suite komatiitique (présentant parfois des textures spinifex) et d'une suite tholéiitique. 2) un cycle volcanique supérieur calco-alcalin composé de roches andésitiques à rhyolitiques.

La mise en place des deux cycles est nettement séparée dans le temps par le dépôt de sédiments. Ces auteurs montrent clairement l'antériorité du socle par rapport aux ceintures de Kuhmo, Suomussalmi et Tipasjärvi, ainsi que l'existence d'un magmatisme calco-alcalin lié à l'évolution orogénique des ceintures de roches vertes. Blais et al. (1977a) déterminent l'âge de l'ensemble, par la méthode Rb-Sr, comme étant de $2,61 \pm 0,06$ G.a. Ils considèrent que les ceintures de roches vertes se sont développées dans un contexte de rift proto-océanique dont l'évolution se serait arrêtée avant que l'océanisation ait été complète.

En 1978, Bertrand et al. démontrent que le socle granito-gneissique possède une histoire tectono-métamorphique plus ancienne et plus complexe que les ceintures de roches vertes, ceci prouvant, si besoin est, son antériorité. Pour ces auteurs, la dernière phase de déformation affecte aussi les Karélides et est donc d'âge post-archéen; il s'agit en outre de grands cisaillements orientés N -130.

En 1980, Jahn et al. présentent une étude géochimique détaillée des volcanites des ceintures de Suomussalmi, Kuhmo et Tipasjärvi, et principalement des séries komatiitiques et tholéiitiques du cycle inférieur. Ils mettent en évidence :

- 1) que les séries komatiitiques et tholéiitiques proviennent de trois types de matériaux sources différents et ce par des processus de fusion partielle et/ou de cristallisation fractionnée.
- 2) l'existence, en Finlande, à l'Archéen d'un manteau appauvri en Terre Rares légères, cet appauvrissement pouvant être occasionné par la mise en place de tholéiites enrichies en Terres Rares légères et/ou de la croûte continentale (socle granito-gneissique).

C'est aussi en 1980 que Vidal et al. publient leurs résultats Rb-Sr et Pb-Pb sur les terrains archéens du Kainuu. Les conclusions majeures de ce travail sont les suivantes :

- 1) Tous les constituants de l'Archéen du Kainuu, socle granito-gneissique, ceintures de roches vertes, et granitoïdes tardi-tectoniques, se sont formés dans un temps très court (moins de 200 M.a.) et ce aux alentours de 2,65 G.a.
- 2) Toutes les roches étudiées sont issues plus ou moins directement d'un manteau homogène au regard des systèmes isotopiques du Sr et du Pb, et le rôle joué par une croûte continentale préexistante est nul ou négligeable.
- 3) Les âges homogènes obtenus sur des minéraux (de 1,7 à 1,8 G.a.) témoignent de l'influence d'un événement thermique svécokarélien.

Enfin, en 1982, Auvray et al. synthétisent les résultats pétrogénétiques obtenus sur la série komatiitique. En particulier, en se basant sur les travaux de Piquet (1982), ils précisent les conditions thermodynamiques ayant présidé au métamorphisme des roches vertes : ($T \sim 420^\circ\text{C}$ à 490°C , $P_{\text{Total}} = 2 \text{ kb}$, libération de CO_2).

Parallèlement à ces travaux de l'équipe de Rennes, depuis 1979, une équipe de géologues finlandais, de l'Université d'Oulu, effectue un lever cartographique détaillé de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Hanski, 1979, 1980 ; Luukkonen, 1979 ; Taipale, 1979 ; Tuokko, 1979 ; Hanski et al. 1980 ; Taipale et al. 1980).

Au cours de ce travail de terrain, ils ont en outre mis à jour de nombreux affleurements de komatiites à texture spinifex, en particulier dans la région de Siviikkovaara. Ils ont aussi mis en évidence, près de Kide, au sud de Kuhmo, des petits affleurements de conglomérat, rapportés au karélien, et reposant en discordance sur les volcanites de la ceinture de roches vertes. Enfin, contrairement à l'équipe rennaise, les géologues d'Oulu considèrent que les volcanites acides et intermédiaires des ceintures de roches vertes ne sont pas situées au sommet de la pile volcanique, mais que, au contraire elles en représentent la base (Taipale et al. 1980).

CHAPITRE 2

Lithologie et structure

2.1. Les Grands Ensembles Lithologiques.

Le socle du Kainuu a les caractères typiques des terrains archéens de faible degré métamorphique et de type "granite-greenstone" (Windley et Bridgwater, 1971). Les unités lithologiques qui y sont représentées ont été classées selon leur position chronologique relative par rapport aux ceintures de roches vertes. En effet, ces dernières constituent un ensemble dont la lithologie est très contrastée comparativement à celle du socle (roches basiques à ultrabasiques versus granodiorites à granites) et dont la mise en place semble s'être déroulée sur une période de temps brève (Vidal et al. 1980). Ces raisons ont fait utiliser les ceintures de roches vertes comme un horizon repère c'est à dire en quelque sorte comme un marqueur stratigraphique.

Il est alors possible de distinguer deux ensembles granito-gneissiques :

- Un ensemble antérieur aux ceintures de roches vertes, et présentant la trace d'au moins un épisode tectono-métamorphique ancien précédant la mise en place des ceintures de roches vertes (Blais et al. 1977a ; Bertrand et al. 1978). Il est constitué de gneiss plus ou moins migmatitiques parmi lesquels on peut distinguer deux générations: (1) les gneiss de Kivijärvi (anciens) et (2) les gneiss de Naavala (plus récents).
- Un ensemble tardif à postérieur aux ceintures de roches vertes. Il s'agit de roches magmatiques souvent intrusives dans les ceintures de roches vertes et présentant une histoire tectono-métamorphique moins complexe que celle de ces dernières (Bertrand et al. 1978 ; Quéréré, 1981). On y distingue des granodiorites à phénocristaux dont la mise en place a été suivie par l'intrusion de granites roses.

Cette subdivision chronologique, m'a paru la plus simple et la plus naturelle, et pour cela m'a servi de plan pour présenter cette partie de mon travail. Je décrirai donc succinctement chacune des unités lithologiques que j'ai distinguées de la plus ancienne à la plus récente.

Au cours de cet exposé, il sera fréquemment fait référence à des noms de lieux (collines, lacs, rivières, hameaux, villages, ...) dont la localisation géographique précise est représentée sur la figure 2-1.

2.2. Evolution Structurale.

Dans une telle étude en domaine polymétamorphique il est difficile de décider si l'aspect structural doit être exposé avant ou bien après l'aspect pétrographique et pétrologique. J'ai choisi de commencer par résumer les principales données structurales concernant le Kainuu. Ce faisant, je lève une partie du voile et annonce ou laisse entrevoir des conclusions qui ne seront argumentées et démontrées que plus loin. Le lecteur, voudra bien me le pardonner, ainsi d'ailleurs que les éventuelles allées et venues qu'il sera amené à faire entre ce chapitre et les suivants.

2.21) Analyse Structurale.

L'étude structurale du Kainuu a déjà fait l'objet de travaux importants (Bowes, 1976 ; Blais et al. 1977a ; Bertrand et al. 1978 ; Gaál et al. 1978). Je me contenterai donc, ici de résumer et de discuter ces travaux, en y adjoignant de temps à autres des remarques et observations personnelles. L'unité lithologique qui, la première, a été étudiée en détail du point de vue structural, est la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Elle a donc servi de référence à l'établissement des séquences de déformation. Pour cette raison, je décrirai en un premier temps la succession des épisodes tectoniques tels qu'ils sont enregistrés dans la ceinture de roches vertes, puis, par comparaison je procéderai à l'analyse structurale de l'ensemble granito-gneissique.

2.211) La ceinture de roches vertes.

Blais et al. (1977 a) et Bertrand et al. (1978) y ont mis en évidence trois épisodes tectoniques majeurs.

- . Le premier F_1 , est attesté par de rares microplis isoclinaux visibles seulement dans les formations rubanées (paragneiss "Banded Iron Formations",...). Cet épisode, dont les structures sont le plus souvent masquées par les événements tectono-métamorphiques ultérieurs, semble être responsable de l'acquisition de la foliation majeure.

- . La seconde phase, F_2 , reprend la foliation F_1 dans de grands plis amples dont les axes sont orientés N-S à NE-SW et dont les plans axiaux sont sub-verticaux. Parfois même localement, une seconde foliation peut apparaître et se superposer et transposer l'ancienne.

- . La troisième phase F_3 correspond à de grands couloirs plissés et cisailés orientés NW-SE (N 130 à N 160) qui recoupent toutes les structures précédentes. Ces couloirs sont de puissance variable, d'une dizaine de mètres jusqu'à trois kilomètres; ils sont séparés par de larges zones, exemptes de toute trace de déformation F_3 . Localement F_3 peut engendrer une nouvelle foliation verticale soulignée par de tous petits cristaux de biotite.

2.212) L'ensemble Granito-gneissique.

Les trois phases tectoniques de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi se retrouvent dans l'ensemble granito-gneissique. Toutefois, la présence de métatéxites rubanées déformées par F_1 en enclaves dans les gneiss de Kivijärvi et absente de ceux de Naavala, indique l'existence d'au moins un épisode tectonométamorphique antérieur à F_1 . C'est cette phase, F_0 qui a engendré le rubanement des métatéxites actuellement en enclaves dans les diatexites. Toute trace de F_0 est absente des gneiss de Naavala ainsi que de tous les matériaux mis en place postérieurement.

L'épisode F_1 replisse la foliation F_0 et y dessine parfois de rares microplis isoclinaux. Ces structures sont en particulier bien visibles dans quelques affleurements de veinites où les leucosomes du premier épisode migmatitique, contemporain de F_0 , sont affectés par des plis isoclinaux F_1 .

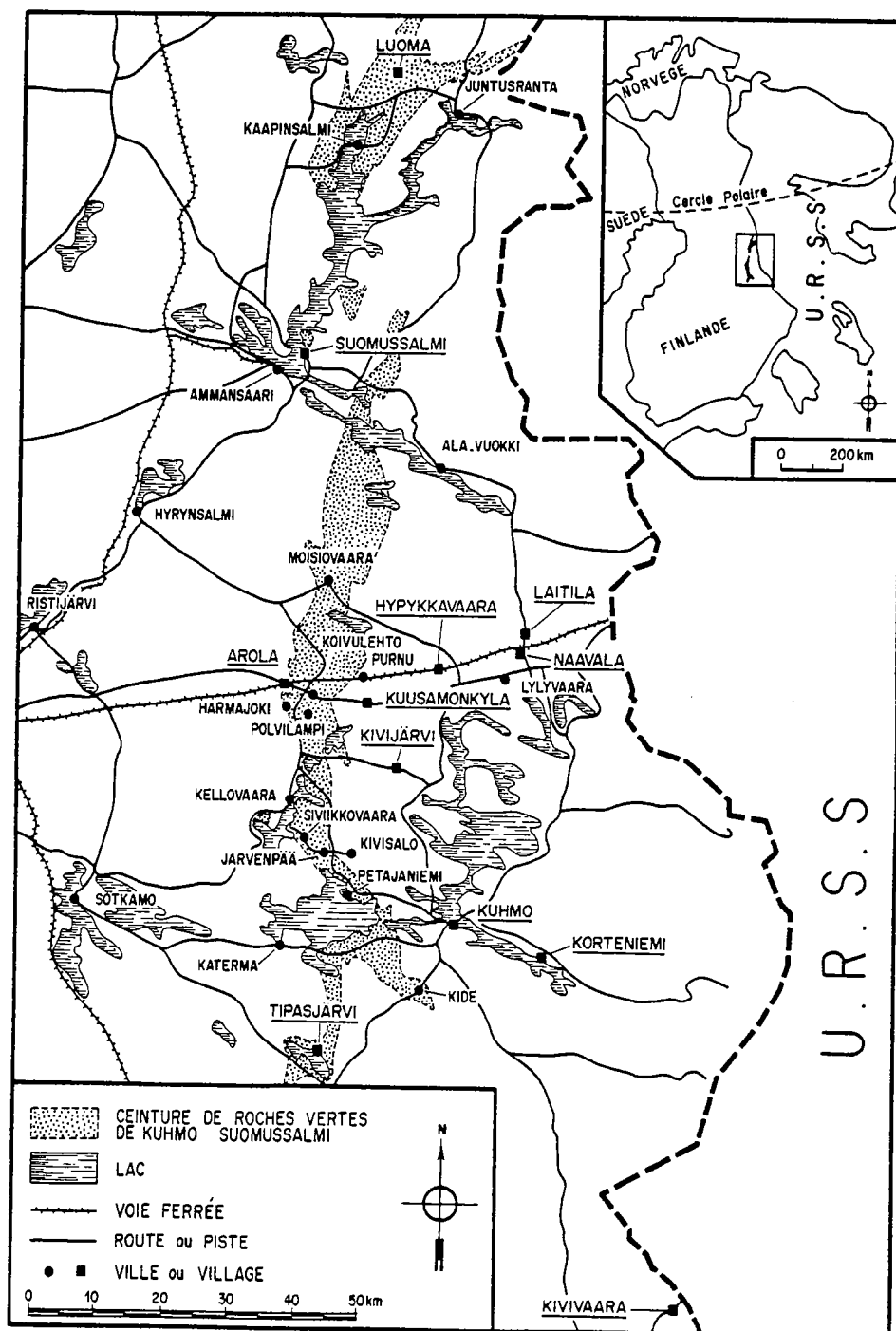


Fig. 2-1. Carte géographique du Kainuu. La toponymie est limitée à celles utilisées dans le texte. Seules les routes et les pistes principales ont été figurées.

Cette phase très probablement contemporaine de la seconde migmatisation est visible dans les gneiss de Kivijärvi et de Naavala, mais pas dans les granodiorites à phénocristaux qui recoupent la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

L'épisode F_2 correspond aux structures cartographiques majeures. Les plis sont dissymétriques avec des plans axiaux fortement redressés et des axes orientés N-S à NE-SW. A ces structures est associée une foliation qui peut se superposer à l'ancienne et la masquer totalement. Enfin, les granodiorites à phénocristaux sont affectées par F_2 et seuls les petits massifs de granite rose sont exempts de toute déformation attribuable à cette phase.

L'épisode F_3 se manifeste dans le socle de deux façons :

- 1) Par des plans de glissement sub-horizontaux (F_{3a}) cicatrisés par des recristallisations de biotite. Le sens du mouvement apparent est vers l'Est, mais son amplitude est impossible à préciser, en l'absence de marqueurs cartographiques. Cet épisode engendre un rebroussement systématique de la foliation des gneiss et développe des plis à axe courbe sous les plans de chevauchement.
- 2) Par de grands couloirs de cisaillement, en tous points analogues à ceux décrits dans la ceinture de roches vertes (F_{3b}).

Ces deux types de déformation F_{3a} et F_{3b} affectent tout l'ensemble archéen du Kainuu, y compris les granites roses.

Ensemble granito-gneissique	Ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi	
F_{3b} Cisaillements N 130 à N 160		PROTEROZOIQUE INFERIEUR
Emplacement de filons de dolérites d'âge karélien		
F_{3a} Chevauchements vers l'Est		
Mise en place des granites roses		A R C H E E N
F_2 Plis amples N-S à NE - SW		
Mise en place des granodiorites à phénocristaux		
F_1 Plis isoclinaux + 2ème migmatisation		
	Mise en place de la ceinture de roches vertes	
Mise en place du protolithe des gneiss de Naavala		
F_0 + 1ère migmatisation + métatéxites rubanées		
Mise en place du protolithe des gneiss de Kivijärvi		

Tableau 2-1. Schématisant les grands traits de l'évolution tectonique du socle du Kainuu (d'après Blais et al. 1977a ; Bertrand et al. 1978, données personnelles).

2.22) Discussion.

L'essentiel des conclusions de l'étude structurale est résumé dans le tableau 2.1 et dans la figure 2.2, toutefois, certains aspects de cette synthèse nécessitent quelques explications.

- Tout d'abord, avant la mise en place de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, le socle granito-gneissique a eu une histoire tectonométamorphique propre qui se manifeste par l'acquisition d'un rubanement métatexitique précoce. Cet épisode est le plus ancien reconnu en Finlande Orientale, il est antérieur à la mise en place des gneiss de Naavala, qui sont eux-mêmes recoupés par des filons de roches basiques associées à la ceinture de roches vertes. L'histoire ancienne propre aux gneiss de Kivijärvi indique que ceux-ci ont pu réellement jouer le rôle de socle pour la ceinture de roches vertes.
- La structure générale en vaste synforme orienté N-S de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est typiquement une structure de seconde phase (F_2). Les contacts socle-ceinture de roches vertes lorsqu'ils ne sont pas oblitérés par l'intrusion de granodiorites à phénocristaux, sont anormaux, il s'agit de larges failles verticales. Dans tous les cas le mouvement relatif est un mouvement vertical descendant pouvant être le résultat de la subsidence de la ceinture de roches vertes et/ou de la remontée diapirique des migmatites de seconde génération. Bertrand et al. (1978) interprètent le socle granito-gneissique et la ceinture de roches vertes comme deux étages structuraux d'un même édifice orogénique, réagissant différemment aux contraintes tectoniques. Les gneiss évoluent de façon diapirique au cours de F_1 et F_2 (accompagnés d'anatexie) alors que la ceinture de roches vertes affiche des structures en compression.
- La phase F_3 se subdivise en deux épisodes F_{3a} et F_{3b} que de nombreux auteurs considèrent comme étant d'âge Protérozoïque inférieur (Bertrand et al. 1978 ; Gaál, 1978). Les plans de chevauchement F_{3a} sont recoupés par des dykes doléritiques eux-mêmes décalés et déformés par le cisaillement F_{3b} , indiquant clairement la postériorité de ces derniers. La figure 2-3 montre que les grands cisaillements affectent non seulement l'ensemble granito-gneissique et la ceinture de roches vertes, mais aussi les formations karéliennes. Ceci confirme donc bien que l'épisode F_{3b} est d'âge Protérozoïque et non Archéen. En ce qui concerne, les chevauchements F_{3a} , ils sont eux aussi "tardifs" car seules les dolérites karéliennes, ne sont pas déformées par cet épisode F_{3a} .

Cependant de nombreux auteurs (Laajoki, 1973 ; Bertrand et al. 1978) attribuent ces structures chevauchantes à la première phase de déformation isoclinale, accompagnée de charriages et mise en évidence dans les Karélides du Kainuu. De plus, dans cette région, l'interface Archéen - Jatulien correspond rarement à un contact stratigraphique normal, mais plutôt à un plan de charriage majeur (Wegman, 1928).

Tout concourt donc à faire des épisodes F_{3a} et F_{3b} des événements tectoniques liés à l'orogénèse Svéco-karélienne, qui réactive l'Archéen et s'accompagne d'un métamorphisme responsable des textures granoblastiques polygonales, et aussi des textures coronitiques observables dans les dykes doléritiques karéliens.

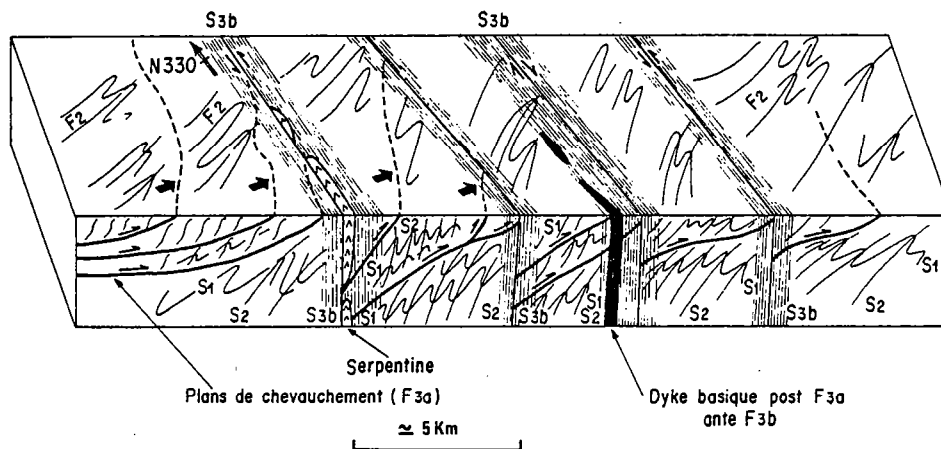


Fig. 2-2. Bloc diagramme du socle archéen de la région de Kuhmo-Suomussalmi (d'après Bertrand et al. 1978).

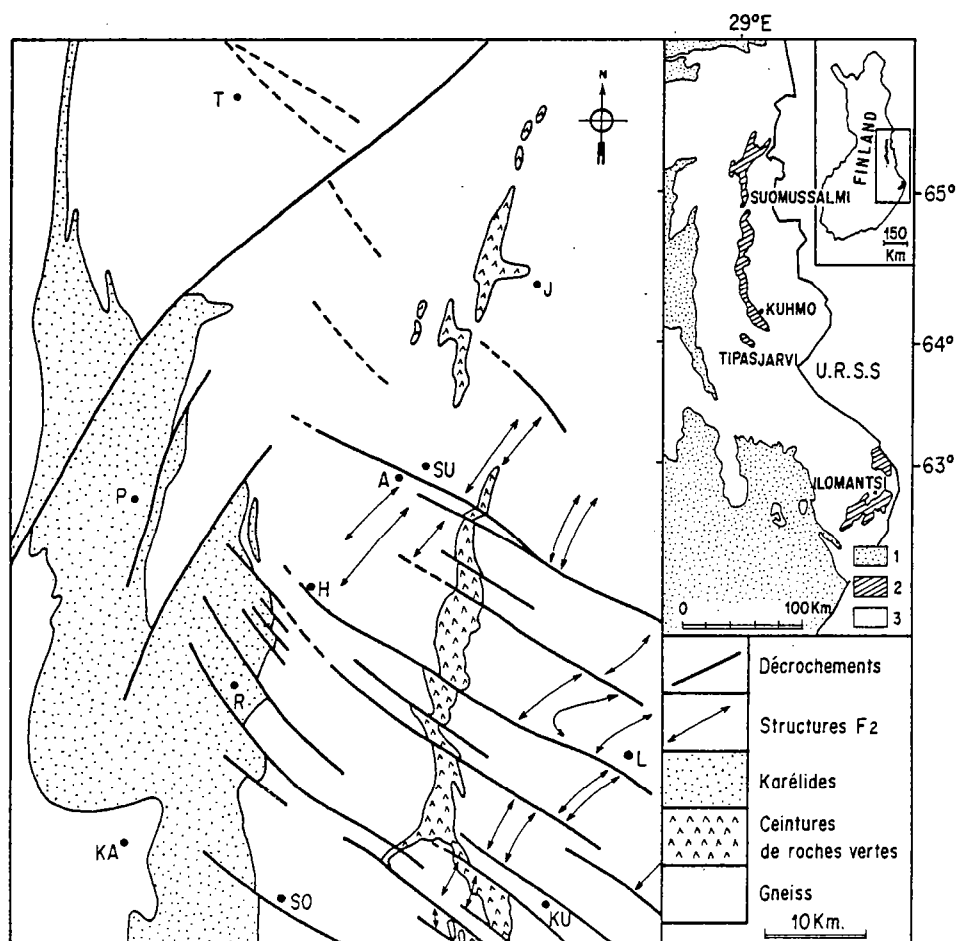


Fig. 2-3 : Carte schématique de la région de Kuhmo-Suomussalmi, montrant les cisaillements F_{3b} déplaçant le contact des Karélides avec les terrains archéens (d'après Bertrand et al. 1978).

CHAPITRE 3

Le socle granito-gneissique

3.1. Introduction.

Dans la zone étudiée le socle granito-gneissique affleure sur une très vaste superficie (28 000 km²) (Fig. 1-3). Toutefois, les affleurements ne sont pas continus et le socle est masqué par (1) les formations karéliennes, (2) les ceintures de roches vertes archéennes qui se sont déposées par dessus, (3) les nombreuses intrusions tardi à post ceintures de roches vertes. De nombreux chercheurs, devant la grande complexité tectonique et métamorphique de ce socle ont eu tendance à le considérer comme un ensemble homogène (Sederholm, 1897, 1932 ; Wilkman, 1921 ; Vayrynen, 1954 ; Matisto, 1958 ; Vartianen, 1970 ; Hyppönen, 1973, ...). En réalité le socle est constitué de matériaux orthodérivés mis en place au cours de plusieurs épisodes distincts dans le temps. Sur des critères purement géologiques, il est possible de distinguer deux grands groupes (Martin et al. 1983a).

- 1) *Des gneiss anciens* : type Kivijärvi. Ils constituent de 30% à 50% des gneiss de la région et affichent parfois la trace d'une intense migmatisation.
- 2) *Des gneiss plus récents* : type Naavala. Ils forment des plutons de petite taille et de composition homogène. La migmatisation y est moins intense que dans les gneiss de type Kivijärvi.

Enfin, à ces deux ensembles, il faut en ajouter un troisième, qui, en quelque sorte dérive des deux autres, il s'agit des migmatites. En effet l'anatexie parfois très largement développée, affecte les gneiss de Kivijärvi et de Naavala, et en modifie totalement la structure.

3.2. Les gneiss anciens : type Kivijärvi.

Ces gneiss anciens affleurent sur de grandes surfaces et sont particulièrement bien exposés sur une coupe de quelques kilomètres, le long de la route N° 905 au Nord du petit lac de Kivijärvi, à environ 30 km au NW de Kuhmo (Fig. 2-1). Ces affleurements, d'une très grande fraîcheur, montrent tout au long de la coupe un "résumé" de presque tous les caractères pétrographiques et structuraux observés dans les autres gisements de roches similaires. Pour cette raison cette coupe a été considérée comme la coupe de référence des gneiss anciens.

3.21) Mode de gisement.

Les gneiss de type Kivijärvi forment de grandes masses, de forme irrégulière dont les contacts avec les autres formations sont en général masqués ou bien oblitérés par des intrusions plus récentes. La seule évidence directe de chronologie relative est l'intrusion, dans ces gneiss, de granites et de granodiorites tardi à post-ceintures de roches vertes (Photo 1). Il n'a jamais été possible d'observer de contact univoque entre ces gneiss et les ceintures de roches vertes. Cependant de nombreux affleurements montrent des enclaves de roches basiques dans les gneiss. Certaines forment des chapelets boudinés nettement sécants sur la foliation et le rubanement (Photo 2). Elles ont subi la même histoire tectonique que les laves de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi (Bertrand et al. 1978). Il pourrait donc s'agir de filonnets de roches basiques satellites du système volcanique de la ceinture de roches vertes. Si cette hypothèse était vérifiée, elle constituerait une preuve supplémentaire de l'antériorité des gneiss de Kivijärvi par rapport à la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

Bertrand et al. (1978) ont dans les gneiss anciens, mis en évidence l'existence d'un épisode tectonique, F_0 , antérieur à la mise en place de la ceinture de roches vertes (tab. 2-1). Ils y distinguent aussi deux épisodes de migmatisation dont l'un précoce engendre des structures recoupées par des filons basiques eux-mêmes déformés par F_1 , et dont l'autre plus tardif est contemporain de F_1 et F_2 . De plus la phase de migmatisation précoce est absente des gneiss de Naavala. Ceci signifie que les gneiss de Kivijärvi sont antérieurs, non seulement à la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, mais également aux gneiss de Naavala.

Tous ces critères chronologiques font des gneiss de Kivijärvi les plus anciens matériaux actuellement reconnus dans cette région.

3.22) Description macroscopique.

À l'affleurement l'aspect des gneiss de Kivijärvi est extrêmement variable et dépend de l'intensité de la migmatisation. Les niveaux les moins affectés par l'anatexie se présentent sous forme de masses homogènes de couleur gris clair (plus ou moins jaunâtre, lorsque la roche est altérée). La taille du grain est réduite (1 à 3 mm). Les cristaux de plagioclase, le plus souvent xénomorphes sont de couleur blanc laiteux à jaune rouille selon leur degré d'altération. Plus rarement il est possible de distinguer quelques cristaux xénomorphes de couleur rose pâle : du feldspath potassique. Le minéral coloré le plus abondant est une biotite régulièrement répartie dans la masse de la roche et orientée dans le plan de foliation. Le quartz quant à lui est souvent de petite taille. Cet aspect classique des gneiss gris de Kivijärvi peut varier avec les proportions des différents constituants : on connaît des faciès leucocrates ainsi que des faciès plus sombres, dans ce cas l'abondance de la biotite augmente et une amphibole apparaît.

Les gneiss de Kivijärvi contiennent souvent de nombreuses enclaves que l'on peut schématiquement regrouper en deux grandes familles :

- Les premières, ont une forme allongée, elles sont étirées et dilacérées dans la foliation des gneiss. De couleur noire, elles se composent essentiellement de biotite ainsi que d'une amphibole et de plagioclase blanc laiteux. Si ces enclaves sont rares dans les zones peu migmatisées, elles abondent lorsque l'anatexie est importante. Cette corrélation apparente du nombre d'enclaves avec l'intensité de la migmatisation tendrait à faire interpréter ces premières comme des mélanosomes.
- Les secondes, de forme plutôt arrondie sont contournées par la foliation. Souvent, elles montrent, à leur périphérie, une zone d'altération différentielle, qui pourrait indiquer l'existence d'une bordure réactionnelle. Leur couleur vert très sombre à noire est due à l'abondance d'amphibole dont la taille peut atteindre 5mm. Il lui est associé un plagioclase blanc laiteux à verdâtre.

Le nombre de ces enclaves est toujours réduit et, très inférieur à celui des enclaves du type précédent.

A l'affleurement les gneiss de Kivijärvi se présentent rarement aussi simplement, en effet de nombreuses familles de filons ou de filonnets, viennent en compliquer l'apparence. Parmi celles-ci on peut distinguer :

- Un réseau complexe de veines leucocrates quartzo-feldspathiques pegmatoïdes d'épaisseur centimétrique.
- Un réseau de filons de pegmatites et d'aprites grises à roses mis en place en au moins deux épisodes.
- Un réseau de filonnets d'épidote, d'épaisseur millimétrique, dont l'abondance varie beaucoup suivant les lieux.

Enfin, lorsque les gneiss de Kivijärvi ont subi une migmatisation intense, les gneiss gris proprement dits n'apparaissent plus que sous forme de mésosome.

3.23) Description microscopique.

3.231) Les gneiss de Kivijärvi.

La texture des gneiss de Kivijärvi est granoblastique hétérogranulaire. Les limites entre les cristaux sont rectilignes ou curvilignes, rarement amiboïdes, ils ont donc une texture granoblastique polygonale. Les feldspaths sont de grande taille (2 à 3mm) alors que le quartz est plus petit et forme fréquemment des agrégats polycristallins.

Quelques échantillons montrent une cataclase parfois intense qui affecte toute la roche et qui peut se manifester de deux manières : (1) dans les roches leucocrates les grands cristaux de microcline et de plagioclase sont recoupés par un réseau de fractures parallèles dans lesquelles ont recristallisé de nombreux petits cristaux de quartz (0,05 à 0,15 mm) ainsi que quelques cristaux de feldspath potassique, de plagioclase et de rares biotites, tout cet ensemble affiche une texture granoblastique polygonale typique. (2) dans les échantillons plus riches en minéraux colorés, la roche est recoupée par de minces filets parallèles, constitués de tous petits cristaux d'épidote (0,01 à 0,03 mm) et de quelques cristaux de biotite (0,05 à 0,15 mm).

Les associations minérales les plus fréquentes sont les suivantes :

- Quartz + Oligoclase + Biotite
- Quartz + Oligoclase + Biotite + Microcline

et plus rarement :

- Quartz + Oligoclase + Biotite + Hornblende
- Quartz + Oligoclase + Biotite + Hornblende + Microcline

Les minéraux accessoires les plus abondants sont : des minéraux opaques, les épidotes, l'allanite, le sphène, l'apatite, le zircon. La muscovite, la calcite et la chlorite sont les principaux minéraux secondaires.

- Le plagioclase : Il s'agit d'un oligoclase acide sub-automorphe dont la teneur en anorthite va de An_{10} à An_{20} , dans les échantillons contenant de la hornblende elle peut même aller jusqu'à An_{25} voire même An_{30} . Le plagioclase contient presque toujours des inclusions globuleuses de quartz. Lorsque la roche contient un feldspath potassique, le contact entre celui-ci et le plagioclase est souvent souligné par un fin liseré d'albite pure.

- Le quartz : Il est toujours xénomorphe et possède en général une extinction roulante (soit en tâches, soit en bandes parallèles). La taille des cristaux est très variable bien que le plus souvent il s'agisse de petits cristaux regroupés en amas polycristallins, allongés parallèlement à la foliation.

- La biotite : Les cristaux de biotite dont la taille va de 0,5 à 3 mm sont automorphes et toujours fortement pléochroïques :

- Np : jaune paille très pâle
- Ng -Nm : vert olive à brun vert foncé.

Avec les épidotes, la biotite forme de petits amas, de forme allongée, étirée, à texture granolépidoblastique, dessinant la foliation des gneiss. A l'intérieur de ces amas la biotite a cristallisé en prismes dont la longueur est de 1 à 2 mm. Il est aussi possible d'observer de grands cristaux (3 à 5mm) qui recoupent à l'emporte pièces les structures pré-existantes, cette biotite qui ne montre aucune orientation préférentielle est alors associée à la muscovite.

Fréquemment la biotite montre des microstructures sagénitiques. Enfin, elle est souvent partiellement chloritisée, ce phénomène s'accompagne alors d'une exsudation d'oxydes de fer.

- Le feldspath potassique : Lorsqu'il existe il s'agit toujours de microcline. Son abondance semble être inversement proportionnelle à celle de la biotite, c'est à dire que les gneiss leucocrates contiennent du microcline alors que les gneiss riches en biotite n'en possèdent presque pas, voire pas du tout. Le microcline est soit sous forme de gros cristaux xénomorphes riches en globules de quartz, soit en petits cristaux contribuant avec le quartz et le plagioclase à la formation d'amas polycristallins.

- La hornblende : Ce minéral est en général absent des gneiss de Kivijärvi, il peut toutefois apparaître dans les faciès les plus sombres. Il s'agit alors d'une hornblende verte, fortement pléochroïque :

- Ng : vert bleuté foncé.
- Nm : vert brunâtre foncé.
- Np : jaune clair

Les cristaux allongés, ont de 3 à 5 mm de long et ont poussé en intercroissance avec la biotite.

- Les épidotes : Les gneiss gris se caractérisent par la très grande abondance de zoïsite et de clinozoïsite. Habituellement elles se présentent : (1) en cristaux automorphes ou sub-automorphes de petite taille (0,2 à 0,5 mm), associés à la biotite dont ils bordent les cristaux et dont ils

peuvent même envahir les plans de clivage. (2) en cristaux de grande taille (0,5 à 1 mm), zonés avec un coeur sub-automorphe et une bordure soit automorphe, soit à tendance poeciloblastique (Photo 3).

- L'allanite : Elle est omni-présente mais son abondance peut être très variable. Les cristaux sont de grande taille (0,1 à 0,6 mm, quelquefois même 1 mm), automorphes ou ovoïdes, souvent zonés et fortement colorés dans les jaune paille foncé. Elle est bordée d'une auréole de zoisite parfois elle-même zonée, et recoupée par de fines microfractures, disposées de façon rayonnante autour du cristal d'allanite (Photo 4).

- Le sphène : Il est lui aussi omni-présent et parfois même très abondant. Il peut se rencontrer : (1) en grands cristaux losangiques automorphes de 0,5 à 1,5 mm, souvent zonés ; (2) sous forme d'agrégats de tous petits cristaux dont la taille est inférieure à 0,1 mm ; (3) sous forme de grands cristaux plus ou moins amiboïdes, toujours associés à de l'ilménite dont on retrouve le fantôme sous forme d'inclusion (Photo 5).

- L'apatite et le zircon : Ils sont automorphes et presque toujours en inclusion dans la biotite. Les minéraux opaques sont peu abondants, en lumière réfléchie on peut reconnaître de la magnétite et de l'ilménite ainsi que des rarissimes cristaux de pyrite.

Les minéraux secondaires sont, une muscovite rare en cristaux trapus recoupant la foliation, une chlorite, toujours en altération de la biotite. La calcite, rarement présente, figure en petites plages xénomorphes.

3.232) Les enclaves de 1er type.

La composition minéralogique qualitative de ces enclaves est analogue à celle des gneiss hôtes, seules les proportions minéralogiques sont différentes. En effet, les minéraux de loin les plus abondants sont la biotite et l'amphibole qui donnent à la roche son aspect mélanocrate.

Les associations minéralogiques les plus fréquentes sont :

Biotite + Oligoclase + Quartz

Biotite + Oligoclase + Quartz + Hornblende

Outre les proportions de minéraux quelques points de détail distinguent aussi ces enclaves des gneiss hôtes :

(1) le plagioclase est un oligoclase basique (An_{20} à An_{30}).

(2) le quartz est peu abondant alors que le feldspath potassique est en général absent.

(3) la hornblende montre souvent une bordure décolorée au contact de la biotite et des épidotes.

3.233) Les enclaves de 2ème type.

Il s'agit d'amphibolites dont la texture nématoblastique ou granonématoblastique est soulignée principalement par la hornblende verte. Les associations minéralogiques les plus fréquentes sont :

Hornblende + Andésine + Quartz

Hornblende + Andésine + Quartz + Biotite

Les minéraux accessoires sont principalement : sphène, épidotes, minéraux opaques.

- Le plagioclase : Xénomorphe à sub-automorphe il est dépourvu d'inclusions de quartz. Sa composition va de celle d'un oligoclase basique à celle d'une andésine acide (An_{30} - An_{45}).

- L'amphibole : Il s'agit toujours d'une hornblende verte développée en deux épisodes. Le premier correspond à des cristaux sub-automorphes (2 à 3 mm/ 0,5 à 1,5 mm). Le pléochroïsme est très fort :

- Ng : vert bleuté.
- Nm : vert jaune brunâtre.
- Np : jaune paille pâle.

Parfois la hornblende est entouré d'une couronne poeciloblastique faiblement pléochroïque :

- Ng : vert très pâle.
- Np : incolore

La hornblende verte de seconde génération est elle aussi poeciloblastique et faiblement pléochroïque. Peu abondante elle est contemporaine de la croissance de la bordure de l'amphibole de première génération.

- Le clinopyroxène : C'est une augite figurant sous forme de relique xénomorphe toujours associée à la hornblende de première génération. Entre les deux minéraux il existe alors une auréole réactionnelle.

- La biotite : Fortement pléochroïque dans les bruns elle est rare, voire même absente des enclaves de second type.

- Le quartz : se rencontre en petits cristaux xénomorphes.

- Le sphène : figure en petits granules (0,2 à 0,4 mm) contenant la plupart du temps des inclusions d'ilménite. Les épidotes (zoïsite, pistachite) sont peu abondantes alors que l'allanite est toujours absente.

3.3. Les gneiss les plus récents : type Naavala.

Les gneiss les plus récents affleurent sous forme de petits massifs homogènes de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres de diamètre. Un de ces massifs, parmi les plus typiques, est très bien exposé à quelques centaines de mètres au Nord du hameau de Naavala, le long de la voie ferrée Kajaani-URSS, près de l'intersection avec la route nationale n°912 Kuhmo-Suomussalmi à environ 50 km au Nord de Kuhmo (Fig. 2-1). Ces gneiss qui forment un affleurement linéaire, presque continu, de 4 à 5 km, ont été choisis comme type de référence des gneiss gris les plus récents : le type Naavala.

Un autre faciès des gneiss de Naavala qui se rencontre assez fréquemment est un faciès plus mélanocrate et à gros grain. Celui-ci est bien représenté par un petit massif qui affleure le long de la route N°909 (Kaaani - Varti - URSS) près du hameau de Kuusamonkylä, ainsi que le long de la voie ferrée Kaaani - URSS près du hameau de Purnu. Ces gneiss de Kuusamonkylä se situent à environ quarante kilomètres au Nord-Est de Kuhmo.

Un faciès mésocrate à grain fin est bien représenté à Kivivaara, le long de la frontière avec l'URSS à environ 70 km au Sud-Est de Kuhmo, le long de la piste n° 5241.

3.31) Mode de gisement.

Comme l'ont montré Bertrand et al. (1978), les gneiss de type Kivijärvi sont affectés par deux épisodes de migmatisation successifs. Ceux de Naavala ne présentent jamais de preuve de l'existence de l'épisode anatectique ancien. De plus, si l'on y observe bien les phases tectoniques F_1 , F_2 et F_3 reconnues par Bertrand et al. (1978) dans la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, la phase F_0 des gneiss de Kivijärvi n'a jamais été mise en

évidence dans les gneiss de Naavala. Ces caractères de chronologie relative indirecte indiquent clairement que les gneiss de Naavala sont plus récents que ceux de Kivijärvi, et que leur mise en place s'est faite après qu'au moins un épisode tectono-métamorphique ait affecté les gneiss de Kivijärvi.

Parfois, et en particulier dans la partie orientale de la coupe de la voie ferrée près de Naavala, ces gneiss contiennent des chapelets de masses basiques d'épaisseur pluri-décimétrique à pluri-métrique (Photo 6). Il s'agit d'un réseau de filons basiques dont l'aspect agmatitique est dû à l'injection de granites gris dans l'ensemble gneiss - roches basiques. A l'extrémité orientale de la coupe les granites gris passent progressivement à des granodiorites à phénocristaux. Celles-ci partout où elles sont connues, sont postérieures à la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi (Quérré, 1981, 1984 ; Martin et Quérré, 1984). Les roches basiques ont subi les trois mêmes phases de déformation que la ceinture. Le seul événement magmatique majeur à s'être déroulé après la mise en place du socle gneissique et avant l'intrusion des granites gris, correspond au volcanisme basique et ultrabasique de la ceinture de roches vertes. Il est donc hautement probable que les filons basiques de Naavala soient contemporains de la genèse de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

La chronologie relative ainsi établie montre que si les gneiss de Naavala sont postérieurs aux gneiss de Kivijärvi ils sont antérieurs à la ceinture de roches vertes, aux granites gris et aux granodiorites à phénocristaux. En conséquence, ils sont des constituants à part entière du socle granito-gneissique.

3.32) Description macroscopique.

Les gneiss de type Naavala donnent toujours l'impression de masses homogènes, régulièrement foliées (Photo 76). L'anatexie, localement bien développée y est nettement moins importante que dans les gneiss de Kivijärvi. Le faciès le plus fréquemment observé, est à tendance leucocrate. Il s'agit d'un gneiss gris clair, dont le grain est de taille modeste (2 à 3 mm). La foliation est toujours très bien marquée à la fois par l'alignement des cristaux de biotite et par l'anisotropie de forme des minéraux clairs. Le plagioclase est blanc laiteux alors que le quartz, souvent de plus petite dimension, est gris vitreux. Enfin, parfois il est possible de distinguer un feldspath alcalin légèrement coloré en rose.

Ce type de gneiss peut présenter deux autres faciès de tendance plus mésocrate :

- 1) A Kivivaara, les gneiss possèdent des grains de 2 à 3 mm, ils sont de couleur gris clair à gris sombre. La foliation est ici soulignée uniquement par les cristaux de biotite; ces gneiss peuvent prendre un aspect rubané lorsque l'anatexie s'y développe.
- 2) l'autre, à gros grain (4 à 8 mm), mésocrate, affleure à Kuusamonkylä, là la foliation est soulignée par la biotite et par l'allongement des minéraux leucocrates (Photo 9). Parfois les cristaux de plagioclase, de grande taille, évoquent d'anciens phénocristaux.

Tout comme leurs homologues de Kivijärvi, les gneiss gris de Naavala contiennent deux types d'enclaves mélanocrates.

Des enclaves allongées dans la foliation des gneiss qui présentent une foliation d'autant plus marquée qu'elles sont plus riches en biotite. Leur passage aux gneiss est rapide mais progressif, et semble se faire par diminution régulière de la quantité de minéraux colorés. Ces enclaves, analogues aux enclaves de 1^{er} type des gneiss de Kivijärvi sont relativement rares et toujours étroitement associées aux zones migmatisées.

Les enclaves de second type, nous l'avons déjà vu ne sont pas à proprement parler des enclaves, mais des filons de roches basiques, probablement liés à la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

Comme dans le cas des gneiss de Kivijärvi, cet ensemble est recoupé par des filons d'aplite et de pegmatite liés à l'intrusion des plutons granitiques et granodioritiques tardifs. De fines veines d'épidote peuvent aussi être présentes.

3.33) Description microscopique.

3.331) Les gneiss de Naavala.

La texture la plus fréquente dans les gneiss gris de type Naavala est grano-blastique hétérogranulaire. Dans les faciès les plus riches en biotite, la texture peut devenir granolépido-blastique. Les limites entre les cristaux sont rarement rectilignes, mais le plus souvent curvilignes ou même légèrement interlobées. Dans le cas des gneiss de Kuusamonkyla, la foliation contourne les cristaux ou groupes de cristaux de plagioclase et de quartz, donnant parfois à la roche un aspect finement ocellé.

Les cisaillements tardifs, orientés N 120 à N 130, qui affectent ces gneiss et qui sont rapportés à l'orogénèse karélienne par Bertrand et al. (1978), se manifestent par de petites bandes de cisaillement larges de 1 à 2 mm, qui recoupent la roche; elles traversent et découpent à l'emporte-pièces les minéraux clairs. Lorsqu'elles sont perpendiculaires à la foliation elles provoquent la rotation de cette dernière, qui se parallélise alors à la direction du cisaillement. Dans le cas où les bandes de cisaillement sont très rapprochées, l'ancienne foliation peut presque totalement disparaître. Une autre manifestation de cette cataclase est la diminution de la taille des minéraux qui ont recristallisé (0,1 à 0,3 mm). La texture est alors grano-blastique polygonale et les joints entre les cristaux sont rectilignes. Ceci indique que si les cisaillements orientés N 120 - N 130 sont d'âge karélien, le recuit thermique aciné-matique est contemporain ou postérieur à cet événement orogénique.

L'association minérale la plus fréquente est :

. Oligoclase - Quartz - Biotite - Microcline

Dans les niveaux les plus riches en biotite, le microcline peut être absent et l'on a alors :

. Oligoclase - Quartz - Biotite + Hornblende

Les minéraux accessoires les plus fréquents sont : les épidotes, l'allanite, le sphène, le zircon, l'apatite, les minéraux opaques. La calcite, la muscovite et la chlorite sont les principaux minéraux secondaires.

Le plus souvent la nature et l'habitus de ces minéraux sont les mêmes que dans les gneiss de Kivijärvi. Je me contenterai donc ici d'en décrire brièvement les caractères particuliers.

- Le plagioclase: Il s'agit d'un oligoclase acide (An_{10} à An_{20}) dont la teneur en anorthite peut aller jusqu'à An_{25} dans les faciès mésocrates; Il figure en cristaux subautomorphes (0,5 à 2 mm). Dans les gneiss de Kuusamonkyla, le plagioclase, de plus grande taille (2 à 3 mm) est contourné par la foliation ce qui contribue à donner à la roche un aspect finement ocellé.

- Le quartz : Parfois très abondant (Naavala s.s.), il se rencontre : (1) en tout petits cristaux xénomorphes (0,2 à 0,3 mm et jusqu'à 0,5 mm à Kuusamonkyla); (2) en grands cristaux ou groupes de grands cristaux, (4 à 8 mm / 0,5 à 2 mm à Kuusamonkyla).

- Le microcline : Contrairement aux gneiss de Kivijärvi, le microcline, en cristaux de 0,3 à 0,5 mm, s'il est peu abondant est cependant omniprésent, riches en biotite.

- La biotite : Aux deux générations de biotite décrites dans les gneiss de Kivijärvi, vient s'en ajouter une troisième, localisée dans les bandes de cisaillement. Les cristaux orientés parallèlement à la direction du cisaillement, définissent une nouvelle foliation locale, sécante sur la foliation majeure du gneiss.
- La hornblende : Localisée dans les faciès mésocrates elle est en tout point analogue à celle des gneiss de Kivijärvi.
- Les épidotes : Quasi absentes des faciès leucocrates, elles peuvent être abondantes dans les faciès mésocrates. Elles se présentent de la même manière que dans les gneiss de Kivijärvi c'est à dire le plus souvent étroitement associées à la biotite autour de laquelle elles peuvent même former une mince couronne.
- L'allanite : En grands cristaux zonés subautomorphes (0,2 à 1 mm) ce minéral omniprésent est souvent bordé d'une double couronne de zoïsite.
- Le sphène : Possède un habitus sous forme de petits grains (0,2 à 0,3 mm) pouvant se regrouper en amas de 5 à 20 individus.
- L'apatite et le zircon sont en inclusion dans la biotite. La magnétite est le plus fréquent des minéraux opaques; plus rarement il est possible d'observer de l'ilménite et un peu de pyrite sub-automorphe.
- La chlorite, la muscovite sont des minéraux secondaires très peu abondants alors que la calcite, ne figure en petites plages xénomorphes, qu'aux abords immédiats de la ceinture de roches vertes.

3.332) Les enclaves de 1er type.

Elles sont peu fréquentes et toujours associées aux niveaux migmatitiques des gneiss de Naavala. Les associations minérales les plus fréquentes sont :

Biotite - Oligoclase - Quartz

Biotite - Oligoclase - Quartz - Hornblende

La texture et la composition minéralogique de ces enclaves sont en tout point identiques à celles des enclaves de 1er type des gneiss de Kivijärvi. Pour cette raison je n'en renouvellerai pas ici la description.

3.333) Les enclaves de 2ème type.

Il s'agit en fait de filons de roches basiques intrusifs dans les gneiss de Naavala. Leur texture est granonématoblastique ou granoblastique. Les associations minérales les plus fréquentes sont :

Hornblende - Oligoclase , Andésine - Quartz

Hornblende - Oligoclase , Andésine - Quartz \pm Biotite

Hornblende - Oligoclase , Andésine - Quartz \pm Clinopyroxène

- Le plagioclase : De dimensions modestes (0,4 à 0,7 mm) il est xénomorphe, parfois subautomorphe. Sa teneur en anorthite va de An_{25} à An_{35} .

- L'amphibole : Il s'agit d'une hornblende verte, omniprésente qui s'est développée en deux épisodes : (1) le plus ancien figure en de grands cristaux (1 à 3 mm) fortement pléochroïques donnant à la roche sa texture granonématoblastique. (2) le plus récent est représenté par de grands cristaux (2 à 5mm) très faiblement pléochroïques contenant parfois des inclusions de hornblende plus ancienne.

- Le clinopyroxène : Xénomorphe, sa taille peut atteindre 1 mm. Il est le plus souvent associé à la hornblende de première génération.
- Le quartz et la biotite ne figurent dans ces roches que de façon occasionnelle.
- Le sphène: En petits cristaux subautomorphes (0,2 à 5mm) il possède fréquemment des inclusions d'ilménite et/ou de magnétite.
- Les épidotes (zoïsite et pistachite) se présentent sous forme de petits granules (0,1 à 0,2 mm). Parfois la zoïsite peut envahir le plagioclase au contact avec la hornblende donnant un monocristal constitué de petits vermicules disposés perpendiculairement à bords du plagioclase et soudés à leur base (Photo 10).

3.4.) Discussion.

De nombreuses évidences géologiques et pétrographiques militent en faveur de la nature magmatique initiale des gneiss gris (caractère intrusif, présence d'enclaves, homogénéité, composition minéralogique) : il s'agit d'orthogneiss. L'étude pétrographique a montré que les gneiss de Naavala et de Kivijärvi ont une composition identique, la seule différence entre ces deux ensembles réside dans leur âge de mise en place et la complexité de leur histoire tectono-métamorphique.

La composition moyenne des gneiss gris a été obtenue à partir de 26 analyses modales effectuées par Wilkman (1931), Matisto (1958), Vartianen (1970), Laajoki (1973), Pekkarinen (1979), Taipale (1982), et surtout par Hyppönen (1983) (Tab. 3-1) Il s'agit de roches riches en quartz (29,3 %) et dont la teneur en minéraux colorés ne dépasse pas 22,6 % en moyenne. Le plagioclase est le feldspath dominant et le rapport microcline/plagioclase n'est que de 0,04.

Minéral	\bar{x} en %	σ
Plagioclase	46,5	8,1
Quartz	29,1	8,4
Microcline	1,8	3,0
Biotite	16,1	7,7
Hornblende	1,9	1,4
Epidotes	2,9	2,1
Muscovite	0,6	1,8
Sphène	0,4	0,3
Opakes	0,3	0,1
Apatite	0,1	0,2
Zircon	0,2	0,2
Calcite	0,1	0,1

Tab.3-1 : Composition modale moyenne des gneiss gris de Kivijärvi et de Naavala confondus. Cette statistique porte sur 26 échantillons étudiés par Wilkman (1931), Matisto (1958), Vartianen (1970) Laajoki (1973), Pekkarinen (1979), Taipale (1982) et Hyppönen (1983).

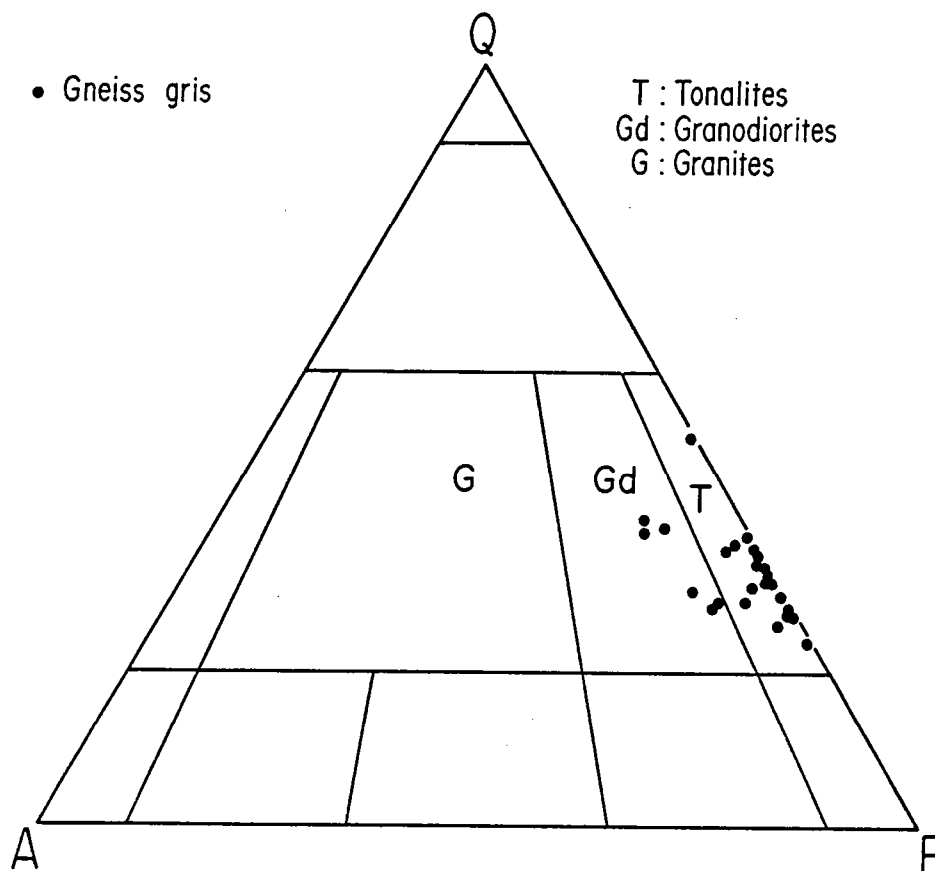


Fig. 3-1 : Position des points représentatifs des gneiss gris dans un triangle modal Q - A - P (Streckeisen, 1975).

Dans un diagramme Q-A-P (Streckeisen, 1975) les points représentatifs des gneiss gris se situent près du côté Q-P du triangle dans le domaine des tonalites, seuls quelques points se placent dans le champ des granodiorites (Fig. 3-1). Dans ce même triangle Lameyre et Bowden (1982) ont reporté des séries magmatiques classiques. Ils y distinguent les séries tholéiitiques, caractérisées par l'absence de feldspath alcalin, et les séries alcalines, constituées principalement de roches syénitiques. Entre ces deux extrêmes, se trouvent les suites calco-alcalines (pauvres en K_2O , intermédiaires, riches en K_2O).

La figure 3-2 fait nettement apparaître le caractère calco-alcalin pauvre en K_2O des gneiss gris du Kainuu. De plus, la lignée dessinée par ceux-ci est identique à celle définie par l'évolution de la suite trondhjémitique protérozoïque de Finlande du Sud-Ouest (Arth et al. 1978), toutefois les termes les moins différenciés en sont absents. Les gneiss de Kivijärvi et de Naavala constituent donc les termes différenciés d'une suite calco-alcaline trondhjémitique classique, de par ce caractère ils se distinguent nettement des séries calco-alcalines des batholites côtiers du Chili, du Pérou et de la Sierra Nevada (calco-alcalin intermédiaires).

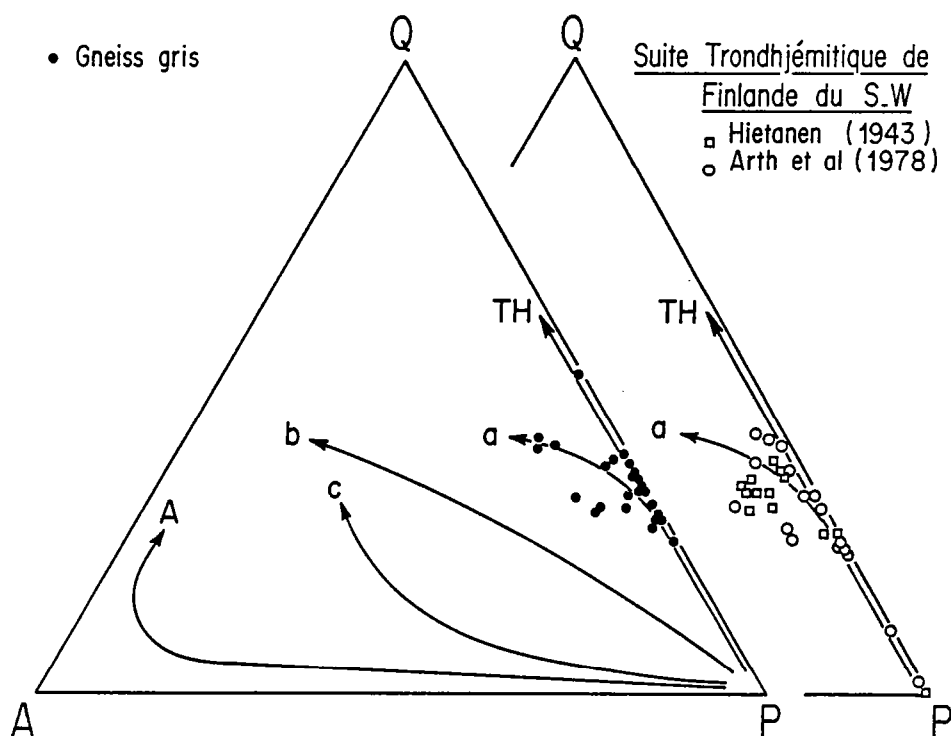


Fig. 3-2 : Diagramme modal Q - A - P dans lequel est reportée l'évolution de séries magmatiques typiques. (Lameyre et Bowden, 1982). Séries tholéitiques (TH) séries alcalines (A), séries calco-alcalines pauvres en K_2O (a), inter-médiaires (b) et riches en K_2O (c). A titre de comparaison ont aussi été figurés dans le triangle de droite, les points représentatifs de la suite trondhjémitique protérozoïque de Finlande du S.W. (Hietanen, 1943 ; Arth et al. 1978).

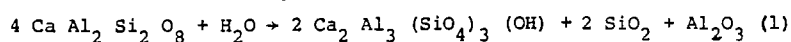
A partir d'une étude de l'orogène Tasmanien, Chappell et White (1974) ont proposé de classer les granitoïdes en deux types génétiques : le type S pour les granites d'origine sédimentaire et le type I pour ceux d'origine ignée. Le tableau 3-2 résume et compare les caractéristiques pétrologique de chacun de ces deux types avec celles des gneiss gris. Il y apparaît clairement que ceux-ci ont de grandes affinités avec les granitoïdes de type I. L'absence de volcanisme associé aux gneiss gris peut tout simplement venir du fait que le niveau d'érosion actuel est tel que toutes les formations de surface ont totalement disparu. Selon la classification de Didier et al. (1982), les gneiss gris appartiennent au type M c'est à dire aux granites d'origine "mantellique".

Si la nature magmatique initiale des gneiss gris ne fait pas de doute, leur aspect et leur texture sont le fait du métamorphisme et les associations minérales observées sont elles aussi, pour la plupart, métamorphiques.

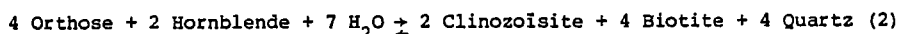
	TYPE I	GNEISS GRIS	TYPE S
Type dominant des associations	Granodiorites	Granites ~ 10 % Granodiorites } 90 % Tonalites PEKKARINEN (1979)	Granites
Roches associées	Volcanisme associé	Pas de volcanisme connu	Peu de volcanisme associé.
Minéralogie	Hornblende fréquente Muscovite rare Magnétite et Ilménite (0,1 à 2 %). Allanite et sphène Apatite en baguette Absence de cordiérite grenat et $Al_2 SiO_5$ Pyrite, hématite	Contient de la Hornblende Moins de 1% de muscovite Ilménite et magnétite (0,3%) Présence d'allanite et de sphène (0,4 %). Apatite dont le rapport longueur/largeur va de 3 à 5. Jamais de cordiérite, grenat et $Al_2 SiO_5$. Présence de pyrite	Hornblende rare Muscovite abondante et associations à deux micas. Pas de magnétite Monazite et cassitérite. Apatite globuleuse Cordiérite, grenat et $Al_2 SiO_5$ fréquents. Pyrrhotite, graphite (pyrite).
Minéralisations	Cu - Mo	Molybdénite et chalcopryrite MIKKOLA (1970)	Sn - W
Enclaves	Xénolites basiques à hornblende	Pas d'enclaves méta-sédimentaires	Méta-sédimentaires

Tabl. 3-2 : Comparaison des principaux caractères pétrographiques des gneiss gris avec les caractères équivalents des granitoïdes de type I et S. (d'après Chappell et White, 1974 ; Ishihara, 1977 ; Hine et al. 1978 ; Didier et al. 1982).

Un des traits caractéristiques de ces gneiss est leur grande richesse en épidote, (zoïsite et clinozoïsite) et en sphène associés à de la biotite dans de petits amas étirés soulignant la foliation. De toute évidence ces épidotes ne sont pas primaires ; elles semblent provenir de la déstabilisation du composant anorthite du plagioclase au cours du métamorphisme selon une réaction du type :



(Rambaldi, 1973). Mais si cette réaction peut expliquer la faible teneur en anorthite du plagioclase des gneiss de Kivijärvi (An_{10-20}), elle ne rend pas compte de leur grande richesse en épidotes. De plus, l'étroite relation qui existe entre ces derniers minéraux et la biotite indique qu'il s'agit très vraisemblablement d'un processus plus complexe. Au Labrador, dans les gneiss d'Uivak I et II, Collerson et Bridgwater (1979) interprètent le même type de relation comme le résultat d'une déstabilisation de la hornblende au profit d'un assemblage de zoïsite + clinzoïsite + biotite. Pour ces auteurs cette réaction n'est possible que grâce à une métasomatose potassique. En Karélie, il n'y a absolument aucune évidence d'une quelconque métasomatose potassique, mais par contre des réactions du type :



(Strens, 1965) pourrait très bien expliquer l'existence d'associations de biotite et d'épidote. En fait, il est vraisemblable que les réactions (1) et (2) ont joué simultanément. Le fonctionnement de ces deux réactions, ou de deux réactions du même type permet en effet d'expliquer :

- l'association constante : biotite + épidotes.
- la teneur en anorthite relativement faible du plagioclase par rapport à celles généralement observées dans les roches magmatiques non métamorphisées de composition analogue.
- la corrélation inverse qui semble exister entre l'abondance du feldspath potassique et celle de la biotite.

Aucun de ces arguments n'est à lui seul déterminant, toutefois, à eux trois ils constituent un faisceau de présomptions qui rend tout à fait plausible l'existence de réactions de type (1) + (2). Ceci est conforté par le fait que dans les roches granodioritiques la hornblende est un constituant magmatique très fréquent.

La présence d'associations à biotite - épidote dans les gneiss de Kivijärvi et à biotite - hornblende - épidote dans les enclaves basiques indique un métamorphisme de degré faible ou moyen. En effet, Winkler et Nitsch (1963, 1965) ont montré qu'au delà de 2 kbars l'épidote disparaissait au voisinage de 680°C. En conséquence, la présence d'épidote dans les gneiss de Karélie indique que le métamorphisme était de degré faible à moyen; ceci est en accord avec les résultats obtenus par Piquet (1982) sur les roches ultrabasiques de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Cependant, les gneiss sont affectés par une migmatisation parfois intense. Or la fusion de matériaux granodioritiques ou tonalitiques nécessite des températures supérieures à 700°C en présence d'eau et bien supérieures en milieu anhydre. Il y a donc incompatibilité entre la présence d'épidote et le développement de l'anatexie. Cet antagonisme, analogue à celui mis en évidence au Groenland par Kalsbeek (1976), indique que l'épisode métamorphique dont on observe actuellement les paragenèses n'est pas symptomatique du paroxysme du phénomène et qu'il a été précédé dans le temps par un épisode de degré plus élevé ayant conduit à la genèse des migmatites.

L'étude des filons basiques intrusifs dans les gneiss de Naavala montre que ceux-ci ont subi l'épisode métamorphique majeur enregistré par les deux générations de gneiss et qui, en conséquence, est postérieur à la mise en place des ceintures de roches vertes. Ce résultat est en parfait accord avec ceux de l'étude de Piquet (1982) sur le métamorphisme de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

Les gneiss de Kivijärvi ont été affectés par un épisode tectonique F_0 et métamorphique (1ère migmatisation) antérieurement à l'emplacement des protolithes des gneiss de Naavala. Ce métamorphisme ancien est séparé du suivant au moins par la mise en place des gneiss de Naavala et de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Il semble donc que entre les deux événements, il y ait une coupure majeure, correspondant à l'emplacement des énormes masses basiques et ultrabasiques du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes. En ce qui concerne les gneiss de Kivijärvi l'évolution métamorphique a donc

été polycyclique c'est à dire qu'il s'agit d'un poly-métamorphisme plutôt que d'un métamorphisme plurifacial.

La texture habituelle de tous les gneiss est granoblastique polygonale, ce qui tend à montrer que le dernier événement métamorphique enregistré est thermique et acinématique. Cet épisode a pu immédiatement succéder au métamorphisme principal avant la disparition totale de l'anomalie thermique. Cependant, les bandes de cisaillement d'âge karélien possèdent elles aussi une texture granoblastique polygonale, indiquant que là au moins le recuit thermique est postérieur à l'orogénèse karélienne. Il s'agit alors d'un événement tardif qui n'a rien à voir avec l'histoire archéenne de Kainuu.

En conclusion l'histoire des gneiss de Kivijärvi et de Naavala peut être schématisée de la manière suivante :

- a) Mise en place de tonalites et de granodiorites de type I formant une lignée évolutive calco-alcaline pauvre en K_2O (Kivijärvi).
- b) Métamorphisme de haut degré contemporain de la déformation F_0 (1ère migmatisation).
- c) Mise en place de tonalites et de granodiorites identiques aux précédentes (Naavala).
- d) Métamorphisme contemporain de F_1 et de F_2 et se développant en deux étapes : 1er épisode de haut degré (2ème migmatisation) suivi d'un 2ème épisode de degré moyen ou/à faible (associations à biotite - épidotes et biotite - hornblende - épidotes).
- e) Métamorphisme thermique acinématique (textures granoblastiques polygonales) postérieur à F_3 .

CHAPITRE 4

Les migmatites

4.1. Introduction.

Les migmatites ne représentent pas un stock de matériel individualisé. Produites par un métamorphisme de degré élevé, leur aspect est bien davantage tributaire de cette histoire thermique que de leur origine initiale. Tous les matériaux antérieurs à ce métamorphisme peuvent être affectés par l'anatexie.

Les aspects des migmatites du socle du Kainuu sont divers, ils sont surtout fonction du taux de fusion, du degré de différenciation du liquide, et de la nature des roches mères, quelques affleurements illustrent particulièrement bien les différents stades de l'anatexie, il s'agit :

- de *métatexites* : régulièrement rubané ce type de migmatite est bien représenté le long de la route n° 905, dans la partie centrale de la coupe de Kivijärvi.
- de *diatexites rubanées* : ces roches dont le mésosome est peu abondant, voire absent, affleurent le long de la route n° 9121, près de l'intersection avec la piste menant au hameau de Korteniemi, au Nord du lac de Lammasjärvi, à environ 20 km à l'E-SE de Kuhmo.
- de *diatexites nébulitiques* : de telles anatexites, montrent souvent un mélange du leucosome et du mélanosome ; elles sont bien exposées le long de la route n°912 (Suomussalmi-Kuhmo), près du hameau de Laitila à cinq kilomètres au Nord de Naavala et à environ 55 km au Nord de Kuhmo.

Ces trois affleurements (Kivijärvi, Korteniemi, Laitila) ont été étudiés en détail et il y sera fréquemment fait référence au cours de ce travail.

Enfin la terminologie utilisée ici sera celle proposée par Johannes (1983). Afin de n'utiliser que des termes purement descriptifs, les termes génétiques de paléosome et de néosome ne seront pas employés. (Tab. 4-1).

MEHNERT (1968)		JOHANNES (1983)
Néosome {	Leucosome	Leucosome
	Mélanosome	Mélanosome
Paléosome		Mésosome

Tab. 4-1 : Equivalence des termes utilisés par Mehnert (1968) et Johannes (1983).

4.2. Mode de gisement.

L'anatexie affecte les gneiss de Kivijärvi et ceux de Naavala, toutefois les premiers conservent les traces d'un épisode migmatitique ancien (migmatites I). En effet, les migmatites issues des gneiss de Kivijärvi contiennent en enclave des métatéxites (Photo 11). Lorsqu'elles sont de grande taille, ces enclaves portent la trace des trois phases de déformation reconnues dans la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Photo 12). On a donc ici la preuve de l'existence d'un épisode anatectique ancien ayant engendré un rubanement qui est actuellement le plus souvent masqué par la migmatisation plus récente (migmatites II). Les leucosomes de ces dernières ne portent la trace que des deux dernières phases tectoniques (F_2 et F_3). Cette observation est confortée par le fait que lorsque les gneiss de Naavala sont affectés par l'anatexie, quelque soit son ampleur, ils ne contiennent jamais d'enclaves de métatéxites I.

Entre les deux épisodes de migmatisation, Bertrand et al. (1978) signalent la mise en place de filons basiques (déformés par la phase F_1). Pour ma part il ne m'a jamais été possible de faire une observation de ce type. Cependant les migmatites d'injection (artérites) attestent elles aussi l'existence de deux épisodes anatectiques distincts. Les veines les plus anciennes, déformées par la phase F_1 , sont recoupées par des veines plus épaisses qui, elles, ne sont affectées que par les phases F_2 et F_3 .

Ces critères de chronologie relative indiquent que la migmatisation I s'est produite avant la phase tectonique F_1 et avant même la mise en place des protolithes des gneiss de type Naavala, c'est à dire bien avant la mise en place des ceintures de roches vertes. Pour Bertrand et al. (1978) la migmatisation II est la plus importante, elle a débuté pendant la phase F_1 et s'est poursuivie pendant F_2 .

Un problème se pose quant à la position structurale relative des différentes migmatites et des gneiss gris. Les relations des gneiss gris avec les métatéxites sont toujours très claires et de toute évidence ces dernières sont autochtones. Lorsque l'anatexie est plus développée (diatéxites rubanées et nébulitiques), les relations migmatites - gneiss sont équivoques. Par exemple à Laitila il n'y a aucun passage progressif entre les diatéxites et les gneiss gris peu ou pas mobilisés. L'étirement et la dilacération des enclaves plano-linéaires et des mélanosomes ainsi que les figures d'écoulement et de turbulence autour des enclaves, indiquent un mouvement différentiel du mélanosome et du leucosome (Brun, 1975, 1977 ; Brun et Martin, 1977).

Enfin, le plan de foliation ou de rubanement est souvent très redressé ce qui pourrait indiquer que le mouvement était sub-vertical. Tous ces caractères, bien que individuellement non démonstratifs, plaident en faveur de diatexites allochtones dont la position actuelle serait due à leur remontée diapirique. Ce mécanisme permettrait en outre d'expliquer la présence côte à côte de roches de même composition, affichant des taux de fusion aussi contrastés : les roches les plus fondues provenant d'un niveau structural inférieur.

4.2. Description macroscopique.

Il est très difficile de décrire les différents aspects que peut prendre l'anatexie dans les gneiss gris du Kainuu. En effet, presque tous les types de structures migmatitiques décrits par Menhert (1968) y sont représentés (agmatitique, dichtyonitique, phlébitique, stromatitique, surréitique, ptygmatitique, ophalmique, nébulitique, etc...). Mieux qu'une description par type de structure il m'a semblé plus pratique de regrouper les différents types de migmatites en fonction de leur caractère autochtone ou allochtone ainsi qu'en fonction de l'importance du taux de fusion. J'ai ainsi distingué :

- *Des artérites*: Il s'agit de migmatites dont le leucosome est nettement injecté.
- *Des métatexites*: Le leucosome s'est développé "in situ", mais l'intensité de l'anatexie est relativement faible, de telle sorte qu'une quantité importante de gneiss subsiste sous la forme de mésosome.
- *Des diatexites*: Le taux de fusion est important et le mésosome a totalement (ou presque) disparu.

4.31) Les artérites.

Il s'agit de veines leucocrates ou hololeucocrates quartzo-feldspathiques, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, injectées dans les gneiss. Leur aspect est pegmatoïde et l'on peut aisément y reconnaître des cristaux de quartz et de feldspaths, la biotite y est en général très rare. Souvent ces veines, ont mieux résisté à l'érosion que les gneiss encaissants et de ce fait elles se trouvent actuellement en relief. Si ce type de migmatite est relativement peu répandu, il se rencontre, aussi bien dans les gneiss de Kivijärvi et de Naavala que dans les sédiments de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Dans ces deux dernières unités un seul épisode d'injection peut être distingué alors que les gneiss de Kivijärvi en ont subi deux:

- le premier, sous forme d'un leucosome épais de 0,5 à 3 cm, en général dépourvu de bordure mélanocrate, est affecté par des plis isoclinaux F_1 aux charnières surépaissies.
- le second, est un leucosome pegmatoïde épais de 3 à 4 cm parfois même de 10 cm, il est dépourvu de plis isoclinaux F_1 et recoupe à l'emporte pièces les artérites I. Souvent ces leucosomes II sont bordés d'un fin film mélanocrate.

4.32) Les métatexites.

Ce type de migmatite est très répandu et possède une structure rubanée (Photo 13) ou l'on peut distinguer :

- un leucosome pegmatoïde, quartzo-feldspathique, analogue au leucosome des artérites à ceci près qu'il peut parfois contenir de la biotite en quantité non négligeable. Son épaisseur va de 1 à 2 cm jusqu'à 15 à 20 cm, et il est presque toujours entouré d'une bordure mélanocrate : le mélanosome.

- un mélanosome épais de quelques centimètres à 10 voir même 20 cm. Il est constitué principalement de grands cristaux de biotite soulignant une foliation bien marquée ainsi que de cristaux d'amphibole ; on y reconnaît aussi dans des proportions variables du feldspath et un peu de quartz. Le mélanosome est toujours bordé de leucosome et le passage entre les deux est rarement brutal : il s'opère sur quelques millimètres. Quelquefois de petits lambeaux de mélanosome sont entraînés dans le leucosome où ils forment des schlierens qui s'effilochent et se dilacèrent. Dans le cas où le mélanosome est épais et la déformation intense, il se brise et forme des masses mélanocrates étirées dans le plan de foliation et en tous points semblables aux enclaves du premier type décrites dans les gneiss gris.
- un mésosome : Il s'agit d'un gneiss gris, non ou très peu mobilisé.

Ces trois termes des métatexites se disposent en bandes parallèles et donnent à la roche son aspect rubané.

4.33) Les diatexites.

Ce type de migmatites est plus répandu que les métatexites. Leur aspect, extrêmement variable, peut aller de celui de roches bien rubanées jusqu'à celui de nébulites, voire même de granites d'anatexie sub-homogènes. Du point de vue macroscopique les diatexites rubanées sont constituées de l'alternance de leucosome et de mélanosome ; le mésosome est rare ou absent. Les nébulites, quant à elles, offrent plus de variété. Le leucosome, toujours pegmatoïde, est très abondant. Le mélanosome forme des masses étirées qui se fragmentent et se dilacèrent en se mélangeant progressivement au leucosome. Lorsque l'anatexie est plus développée, le processus de mélange peut aller jusqu'à la quasi disparition du mélanosome. Le produit de ce type de mélange est une roche grenue, pegmatoïde, mésocrate, hétérogène, dans laquelle sont dispersées quelques reliques de mélanosome (Photo 14). Ce phénomène général et d'assez grande ampleur a été observé sur presque tous les affleurements de diatexites et est particulièrement bien représenté à Laitila.

Dans les faciès nébulitiques les enclaves sont assez fréquentes. Il s'agit (1) soit de métatexites I, (2) soit d'amphibolites de couleur vert sombre à noir qui sont des filons basiques fragmentés et liés à la ceinture de roche vertes. Lorsque ces différents matériaux se trouvent réunis sur un même affleurement de diatexites, la roche prend alors un aspect très tourmenté et mérite, plus que jamais, son nom de migmatite (Photo 15).

4.4. Description microscopique.

Les différents types de migmatites qui viennent d'être décrits sont en fait constitués dans des proportions variables de leucosome, de mélanosome et de mésosome ; ce sont ces derniers qui seront ici l'objet d'une description détaillée.

4.41) Le leucosome.

La texture des leucosomes est en général granoblastique hétérogranulaire. Les grands cristaux de plagioclase et de microcline (0,5 à 1,5 mm) sont englobés dans un ensemble quartzo-feldspathique, souvent riche en quartz, dont les cristaux sont de dimension plus modeste (0,1 à 0,2 mm). Parfois le leucosome est recoupé par des bandes de cisaillement, elles aussi à texture granoblastique polygonale, et souvent enrichies en épidotes et en biotite.

Les associations minérales observées sont :

Oligoclase - microcline - quartz

Oligoclase - microcline - quartz - biotite

- Le plagioclase : Il s'agit toujours d'un oligoclase dont la composition peut aller de An_{10} à An_{20} selon les échantillons. Le plus souvent il figure en grands cristaux automorphes ou sub-automorphes (5 à 10 mm), trapus et isométriques. Il contient en inclusion de petits globules de quartz et de microcline (0,1 à 0,2 mm).

Rarement il a pu être observé un plagioclase arrondi, dont la périphérie affichait une tendance poeciloblastique. Lorsqu'il est abondant, la roche devient tachetée de blanc et prend l'aspect des "pearl gneiss" des auteurs germaniques. Dans certains cas, en particulier dans les diatexites, lorsque le mélanosome se mélange au leucosome, la biotite se trouve repoussée à la périphérie du plagioclase qu'elle gaine, accentuant encore l'aspect "perlé" de la roche.

- Le microcline : Souvent perthitique il se présente en phénoblastes xénomorphes de 5 à 15mm, riches en inclusions de plagioclase et de quartz. Son abondance varie beaucoup, en étroite relation avec celle du microcline dans le mésosome. Au contact avec le plagioclase il se dévelope (1) soit une fine frange albitique limpide, (2) soit des myrmékites.

- Le quartz : Il se rencontre de trois manières distinctes : (1) en globules (0,1 à 0,2 mm) dans les feldspaths, (2) en petits cristaux (0,5 à 3 mm) appartenant à la "matrice" des phénoblastes, (3) en petits amas polycristallins.

Les autres minéraux que l'on peut rencontrer dans le leucosome sont peu abondants, il s'agit en général de biotite et/ou de hornblende provenant du mélanosome et entraînés mécaniquement.

4.42) Le mélanosome.

Il est composé essentiellement de biotite, ainsi que de hornblende verte. La texture est granolépido-blastique et les associations minérales les plus fréquentes sont :

Biotite - oligoclase - quartz - hornblende

Biotite - oligoclase - quartz

- La biotite : Elle est analogue à celle des gneiss de Kivijärvi, c'est à dire qu'elle figure en deux générations. La biotite I est souvent riche en inclusions de zircon, d'allanite et d'apatite.

- Le plagioclase : Il s'agit d'un oligoclase (An_{20} à An_{25} voire même An_{30}) en cristaux sub-automorphes de petite taille (0,5 à 1 mm).

- Le quartz : Il est toujours xénomorphe.

- La hornblende verte : Tout comme la biotite elle se présente en deux générations distinctes, similaires à celles décrites dans les enclaves de premier type des gneiss de Kivijärvi.

- Les épidotes : La clinozoïsite abonde en particulier dans les mélanosomes dépourvus de hornblende verte.

- L'allanite : s'est comportée en minéral réfractaire à la fusion et se trouve concentrée dans le mélanosome.

- Le sphène : Abondant il figure : (1) sous forme de petits grains (0,2 à 0,4 mm) zonés, (2) en grands cristaux à tendance poeciloblastique.

- Le zircon et l'apatite, sont le plus souvent inclus dans la biotite I. La muscovite, la chlorite et la calcite sont les principaux minéraux secondaires.

4.43) Le mésosome.

Le mésosome ne sera pas décrit en détail. En effet il s'agit toujours d'un gneiss gris, en tout point semblable aux gneiss de Kivijärvi ou de Naavala, ou plus exactement à leurs faciès mésocrates. Le lecteur désireux de détails se reportera donc avantageusement à la description de ces deux types de gneiss.

4.2. Discussion.

Minéraux %	Gneiss gris n = 26	Mésosome n = 2	Leucosome avec F.K. n = 3	Leucosome sans F.K. n = 1
Quartz	29,1	21,8	32,5	26,6
Plagioclase	46,5	52,9	29,5	66,7
Microcline	1,8	0,8	32,8	1,6
Biotite	16,1	22,4	3,2	4,5
Accessoires	6,5	2,1	2,0	0,6

Tab. 4-2 : Comparaison de la composition modale moyenne des différentes parties des migmatites avec celles des gneiss gris.

Le tableau 4-2 permet la comparaison de la composition modale moyenne des gneiss gris avec celle des différents constituants des migmatites (Matisto, 1958). Les deux mésosomes analysés ont la même composition minéralogique que les gneiss gris du socle granito-gneissique (Fig. 4-1), ceci confirme que les migmatites sont bien issues de la différenciation des gneiss gris.

Deux types de leucosomes peuvent être observés; le premier de loin le plus fréquent contient du feldspath potassique ($\sim 33\%$) alors que le second (beaucoup plus rare) en est dépourvu. La figure 4-1 montre que les leucosomes contenant du feldspath potassique ont une composition tout à fait compatible avec celle des liquides obtenus par fusion expérimentale, de gneiss (Winkler, 1974). Les gneiss gris ne contiennent que très peu de feldspath potassique (18 % en moyenne); en conséquence la fusion de la phase quartz-feldspathique seule ne peut pas fournir de grandes quantités de liquide de composition granitique. La plus grande partie du K_2O des gneiss gris se trouve stockée dans la biotite. Les leucosomes riches en feldspath potassique ont donc nécessité la fusion de la biotite afin d'enrichir le liquide en composant $KAlSi_3O_8$. Ces mêmes leucosomes ne contiennent pas (ou très peu) de minéraux ferro-magnésiens, le Fe et le Mg contenus dans la biotite sont donc restés dans le résidu et la fusion de la biotite a alors été incongruente. Dans le cas des leucosomes dépourvues de feldspath potassique les conditions de fusion de la biotite n'ont pas été atteintes.

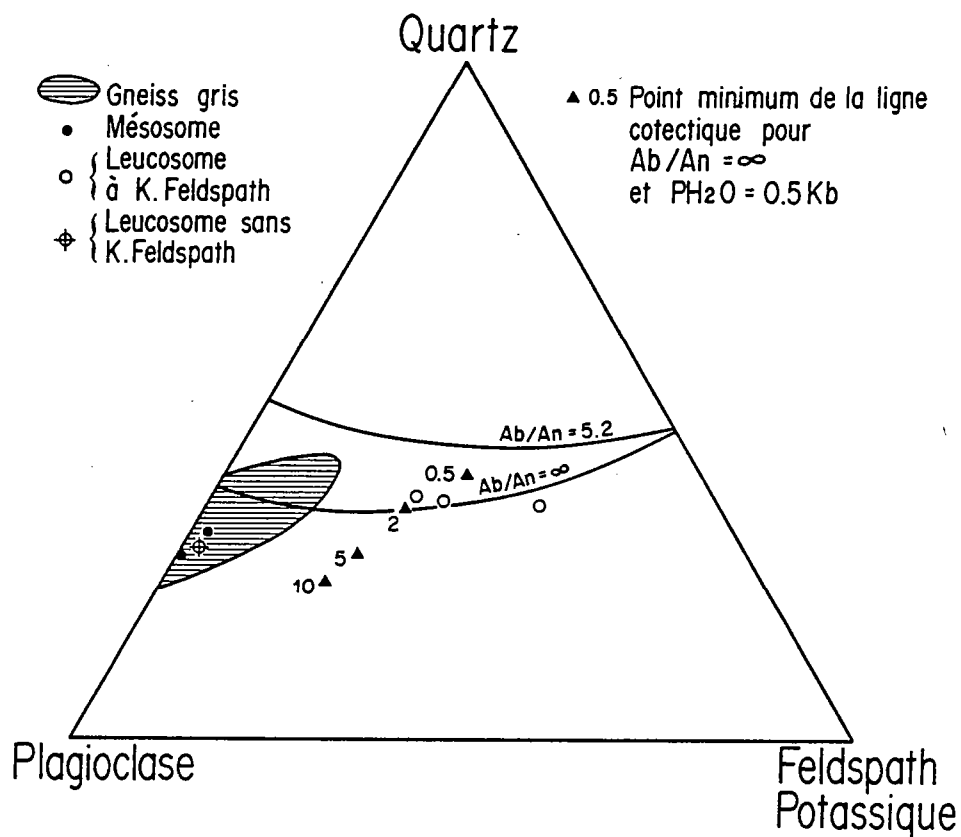
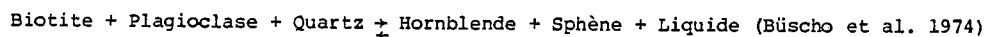
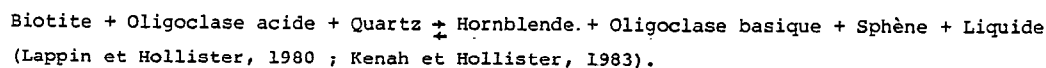


Fig. 4-1 : Triangle Quartz - Plagioclase - Feldspath potassique permettant de comparer: (1) la composition des leucosomes à celle des liquides obtenus par anatexie expérimentale de gneiss (Winkler, 1974) ; (2) la composition des mésosomes à celles des gneiss gris.

De très nombreuses réactions peuvent rendre compte d'une fusion incongruente de la biotite; toutefois, étant donné la composition minéralogique des gneiss gris, et des mélanosomes des migmatites, seules des réactions du type :



ou



permettent d'expliquer non seulement la composition granitique des leucosomes, mais aussi pourquoi par rapport aux gneiss gris les mélanosomes (1) sont plus riches en hornblende, (2) contiennent de très nombreux cristaux de sphène zonés, (3) possèdent un plagioclase plus basique.

Büsch et al. (1974) ont montré que la fusion incongruente de la biotite selon de telles réactions se faisait pour des températures de l'ordre de 685°C pour une pression supérieure à 2kbars, ces valeurs sont très proches de celles proposées par Kenah et Hollister (1983) ($T \sim 700^\circ\text{C}$; $P > 3$ kbars, Fig. 4-2). Les travaux expérimentaux de Winkler (1974) et de Winkler et Breitbardt (1978) sur le fusion de roches naturelles ont conduit à des résultats similaires. La fusion de gneiss dont la composition modale est la même que celle des gneiss gris débute à $T = 690 \pm 10^\circ\text{C}$ ($P_T = P_{H_2O} = 2$ kbars) et pour $T = 720^\circ\text{C}$ 50% du gneiss est fondu. Dans le cas de pressions plus élevées $P = 5$ kbars le taux de fusion des gneiss gris de Nûk atteint de 70 à 80% pour des températures comprises entre 710 et 730°C.

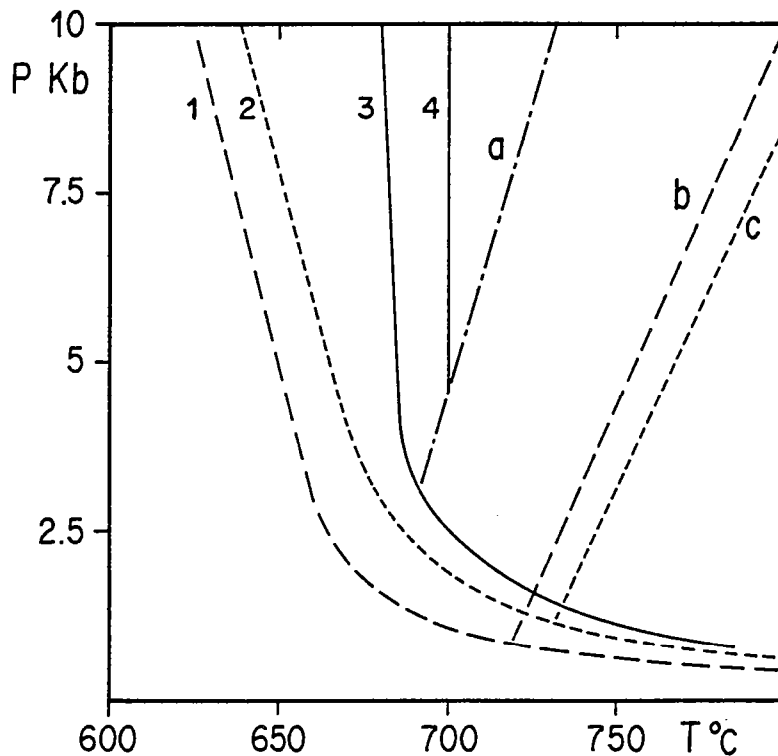


Fig. 4-2 : Diagramme P-T montrant, dans différentes conditions les courbes solidus des magmas granitiques.

Quartz + Plagioclase + Feldspath potassique + Eau \rightleftharpoons Liquide pour un granite (1) et pour une granodiorite (2) d'après Brown et Fyfe (1970). Biotite + Quartz + Plagioclase + Eau \rightleftharpoons Hornblende + Sphène + Liquide (3) d'après Büsch et al. (1974) ; (4) d'après Kenah et Hollister (1983). Solidus d'un magma granitique si seule la biotite fournit la phase fluide d'après Kenah et Hollister (1983) (a) d'après Brown et Fyfe (1970) pour un granite (b) et une granodiorite (c).

Le fait que pour une faible élévation de température le taux de fusion croisse rapidement peut expliquer que, au cours de l'anatexie, les diatexites se forment très rapidement et en conséquence représentent de vastes volumes de liquide; ce caractère est en accord avec les observations de terrain. Une autre conséquence est que les matériaux issus de la fusion des gneiss gris auront tendance à être plus potassique que leur roche mère, et l'évolution se fera alors dans le sens tonalite \rightarrow granodiorite \rightarrow granite.

Enfin, les associations minérales observées dans le mélanosome sont à biotite - épidote ou bien à biotite - hornblende - épidote : elles correspondent à un métamorphisme de degré faible ou moyen. Il y a donc une contradiction apparente entre ces paragénèses et l'existence de l'anatexie. Ceci montre que le paroxysme métamorphique qui a vu la genèse des migmatites, a été suivi, ou s'est poursuivi par un second épisode de degré plus faible, entraînant une rétromorphose et l'apparition d'associations à biotite - hornblende - épidote.

CHAPITRE 5

Les magmatismes tardi à post ceinture de roches vertes

5.1. Introduction.

Les roches magmatiques tardi à post ceinture de roches vertes sont omniprésentes, elles sont intrusives dans les gneiss gris du socle ainsi que dans la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Elles se subdivisent schématiquement en deux grands ensembles lithologiques et chronologiques (Gaál et al. 1978 ; Martin et Querré, 1984 ; Martin et al. 1984).

- 1- *Des granodiorites à phénocristaux* : Elles forment des massifs de grande taille (100 à 500 km²) localisés aux abords immédiats de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi. Certains faciès de ces granodiorites pauvres ou même presque totalement dépourvus de phénocristaux ont souvent été décrits comme "granites gris" (Querré, 1985).
- 2 - *Des granites roses* : Ils affleurent sous forme de petits massifs (1 km² à 10 km²), affectés seulement par les cisaillements d'âge karélien. Ils sont intrusifs dans : i) le socle granito-gneissique, ii) la ceinture de roches vertes, iii) les granodiorites à phénocristaux. Souvent un important réseau filonien aplitique et pegmatitique leur est associé.

Ce magmatisme a déjà été décrit et étudié en détail dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle (Querré, 1985). Je me contenterai donc ici de reprendre les grandes lignes et conclusions de ce travail.

5.2. Les granodiorites à phénocristaux.

De nombreux massifs de granodiorites à phénocristaux ont été cartographiés et décrits par les géologues finlandais: (Wilkman, 1921 ; Matisto, 1958 ; Hyppönen, 1973; 1976, 1978, 1983). L'un de ces massifs a fait l'objet d'études géologiques et géochronologiques détaillées de la part de l'équipe rennaise : il s'agit du massif d'Arola. Cette granodiorite à phénocristaux est bien exposée près de la station de chemin de fer d'Arola à environ 50 km au Nord-Ouest de Kuhmo et à 20 km à l'Ouest de Kuusamonkyla. Le grand nombre d'affleurements de cette région a permis de lever une carte de détail (Fig. 5-1), et la route Paltamo-Lentiira (n° 909) ainsi que la voie ferrée qui relie Kajaani à l'U.R.S.S. y fournissent deux coupes d'une excellente qualité où l'on peut prélever des échantillons d'une grande fraîcheur. Enfin la coexistence dans cette zone de granodiorite à phénocristaux, de granite rose, de la ceinture de roches vertes ainsi que de dolérites karéliennes, a permis d'établir clairement la chronologie relative entre ces différents ensembles.

Toutes ces conditions ont fait choisir la granodiorite à phénocristaux d'Arola comme référence. D'autres massifs peuvent présenter des caractères particuliers, il s'agit par exemple des granodiorites de Suomussalmi (route 915 à 2 km au sud de Suomussalmi, près du pont sur le lac de Kiantajärvi), de Kaapinsalmi (route 918 à 50 km au nord de Suomussalmi, et 10 km à l'ouest de Juntusranta), de Ypykkävaara (le long de la voie ferrée Kajaani - URSS, près de son intersection avec la route n°907 Kuhmo-Moisiovaara).

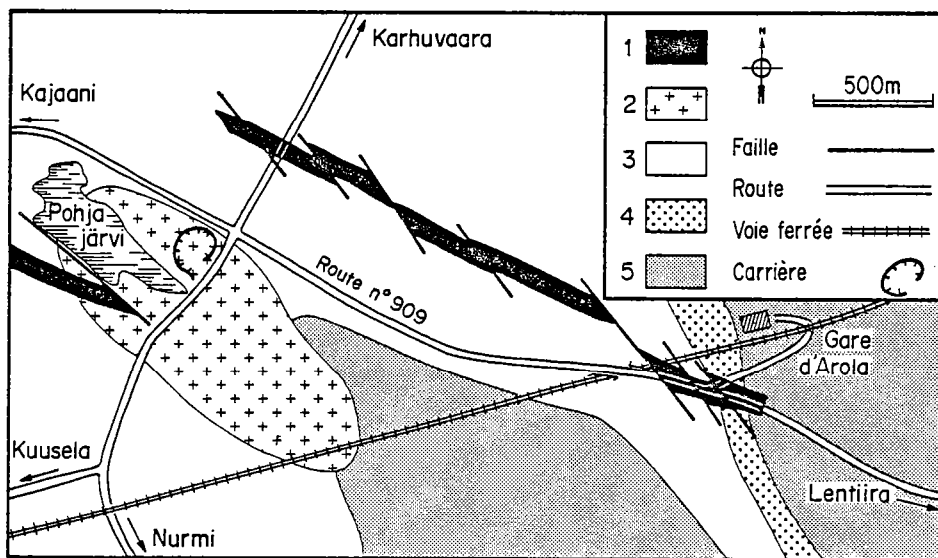


Fig. 5-1 : Carte géologique de détail de la région d'Arola. (1) dolérites karéliennes ; (2) granite rose; (3) granodiorite à phénocristaux; ceinture de roches vertes : (4) sédiments ; (5) amphibolites du cycle volcanique inférieur.

5.21) Mode de gisement.

Bien que certaines granodiorites à phénocristaux aient longtemps été considérées comme faisant partie du socle de la ceinture de roches vertes (Blais et al. 1977, 1978 ; Bertrand et al. 1978 ; Vidal et al. 1980), toutes ces plutonites sont en fait nettement postérieures à celle-ci. En effet, lorsqu'elles sont en contact (1) ou bien les granodiorites à phénocristaux sont intrusives dans les amphibolites de la ceinture, qu'elles recoupent de nombreux filons (Photo 16), (2) ou bien les amphibolites sont en enclaves dans les granodiorites (Photo 17). Les granites gris, qui représentent un faciès leucocrate, non porphyroïde des granodiorites, recoupent les filons de roches basiques, satellites de la ceinture de roches vertes, intrusifs dans les gneiss de Naavala.

Ces critères de chronologie relative démontrent de façon indubitable l'antériorité du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, par rapport aux granodiorites à phénocristaux. Ce résultat est corroboré de façon indirecte par l'analyse microtectonique. En effet, la phase tectonique F_1 , reconnue par Bertrand et al (1978) dans les gneiss du socle (Kivijärvi et Naavala) ainsi que dans le cycle volcanique inférieur, et les sédiments de la ceinture de roches vertes, est totalement absente des granodiorites à phénocristaux.

L'âge relatif minimal des granodiorites peut aussi être établi aisément, car elles sont recoupées par les granites roses, qui ne sont déformés que par la phase F_3 (Bertrand et al. 1978 ; Quéré, 1985). En d'autres termes les granodiorites à phénocristaux se sont mises en place après le cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes et avant les granites roses, elles sont post F_1 et anté F_3 .

Il est cependant possible de préciser plus en détail l'époque d'intrusion de ces granodiorites. En effet, les plutons montrent une anisotropie de forme avec un net allongement N-S. A l'intérieur des granodiorites, et plus particulièrement en bordure des plutons, les structures de flux (soulignées par l'orientation des phénocristaux de feldspath potassique contourant les enclaves de roches vertes) sont orientées N 10 à N 20 et semblent passer sans discontinuité aux structures F_2 des roches encaissantes. Une telle relation entre la structure intime des plutons et la déformation régionale est classiquement interprétée comme caractéristique des intrusions syntectoniques (Ledru et Brun, 1977 ; Brun, 1981). Ceci signifie que les granodiorites à phénocristaux se sont mises en place au cours de la phase tectonique F_2 , qui est responsable de la structure en synforme de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

En fait, la mise en place des granodiorites n'a pas été instantanée mais s'est déroulée sur un laps de temps relativement important. Le long du contact entre la ceinture de roches vertes et les gneiss du socle, certaines granodiorites sont affectées par une intense déformation F_2 verticale, pouvant aller jusqu'à la mylonitisation. Ce type de roche est bien exposé à l'Est de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi le long d'une coupe E-W d'une dizaine de kilomètres, de Kivisalo à Järvenpää, à environ 15 km au NE de Kuhmo. Au contact avec les amphibolites, malgré la déformation intense, on voit nettement que la granodiorite est intrusive et injecte ses filons dans les roches vertes, il s'agit donc bien d'une granodiorite post-ceinture de roches vertes.

Le comportement original des granodiorites au cours de la phase F_2 indique que :

- (1) certaines granodiorites étaient consolidées et cohérentes avant la fin de F_2 ; elles ont subi la tectonique de façon cassante.
- (2) les autres, mises en place plus tardivement n'étaient pas totalement consolidées à la fin de F_2 ; elles ont subi cette tectonique de façon plastique.

5.22) Description macroscopique.

Le caractère le plus typique des granodiorites est leur texture porphyroïde. A l'affleurement leur aspect est très variable : leur couleur peut aller d'un gris clair à un noir seulement maculé par des phénocristaux blancs (Photo 18). Toutes ces variations peuvent être observées sur un même affleurement. Lorsque la roche est altérée, l'érosion a laissé les phénocristaux en relief. Ceux-ci de couleur blanche à rosée sont de grande taille (> 3 cm) et montrent des structures de croissance concentriques soulignées par des inclusions de biotite. Très souvent, et en particulier en bordure des massifs, les phénocristaux sont orientés parallèlement les uns aux autres, et avec la biotite ils dessinent des structures planaires interprétables comme des structures de flux; elles contournent les enclaves et se poursuivent dans l'encaissant par la schistosité F_2 (voir § 5-21).

La taille du grain du reste de la roche est moyenne (2 à 3 mm). Outre les cristaux de biotite on y distingue un feldspath blanc laiteux ainsi que de petits cristaux de quartz. Parfois, et en particulier en bordure de la ceinture de roches vertes, les granodiorites à phénocristaux contiennent de petites baguettes d'amphibole.

Lorsque les granodiorites sont prises dans une bande de cisaillement (F_3), les phénocristaux de feldspath potassique possèdent des queues de recristallisation. On voit ainsi se développer des structures ocellées typiques, avec un coeur de feldspath blanc rosé à rose, avec des auréoles de croissance et avec des queues de cristallisation blanches à jaunâtres, homogènes, allongées et étirées dans le plan de néofoliation. Ces textures, exclusivement rencontrées dans les zones de cisaillement ont fait que les granodiorites à phénocristaux ont aussi souvent été nommées "gneiss ocellés" (Blais et al. 1977a ; Bertrand et al. 1978 ; Martin et al. 1983a, 1983b ; Martin et Quérré, 1984).

Les granodiorites à phénocristaux contiennent de nombreuses enclaves que l'on peut schématiquement regrouper en deux ensembles distincts :

1) Enclaves provenant directement de l'encaissant : Quérré (1985) y a distingué :

- a) Les enclaves de gneiss gris le plus souvent de type Kivijärvi, mais parfois aussi de type Naavala. Toujours migmatisés les gneiss gris possèdent un leucosome qui semble passer en continuité à la granodiorite, alors que le mélanosome s'effiloche et se mélange au magma encaissant (Photo 19).
- b) Les enclaves basiques anguleuses, elles ne se rencontrent que dans les filons de granodiorite intrusifs dans la ceinture de roches vertes (Photo 20).
- c) Les enclaves basiques arrondies, contournées par le plan de flux magmatique, elles se localisent en bordure des granodiorites le long de leur contact avec la ceinture de roches vertes. Parfois leur limite est floue et diffuse, ce qui indique très probablement un début d'assimilation par le magma granodioritique.

2) Enclaves d'origine inconnue :

Allongées et étirées dans le plan de flux magmatique, elles sont uniformément réparties dans les massifs. La biotite est le minéral dominant, associée à un peu de hornblende, elle définit une foliation bien marquée. Ces enclaves qui s'effilochent dans le magma granodioritique rappellent tout à fait les enclaves de premier type des gneiss gris, c'est à dire les mélanosomes des migmatites.

5.23) Description microscopique.

La texture la plus typique de ces roches est une texture granoblastique polygonale ou interlobée hétérogranulaire. Mis à part les phénocristaux de feldspath alcalin, le reste de la roche est à grain fin, avec des amas polycristallins de quartz à texture interlobée. Dans les zones de cisaillement, les phénocristaux possèdent de part et d'autre des zones abritées dans lesquelles des amas polycristallins de quartz - feldspath alcalin - muscovite et plagioclase ont cristallisé (Photo 25).

Les associations minérales les plus fréquentes sont :

et Quartz - oligoclase - microcline - biotite
Quartz - oligoclase - microcline - biotite - hornblende

5.231) Les phénocristaux.

Les phénocristaux sont de grande taille et de forme rectangulaire (3 cm x 1 cm), dans certains massifs leur longueur peut aller jusqu'à 8 cm (NW de Kellojärvi, Mustilahti). Il s'agit toujours de microcline quadrillé et souvent mâclé Carlsbad. Il est irrégulièrement perthitique et l'albite se dispose en films ou bien en taches aux contours diffus. Les inclusions sont nombreuses, il s'agit en général de quartz à aspect amiboïde, associé à la biotite, elles se disposent en auréoles concentriques dont l'épaisseur est de 0,1 à 0,2 mm. Plus rarement les petits cristaux de quartz et le microcline s'interpénètrent en une texture graphique. Le plagioclase se trouve plus occasionnellement en inclusion dans les phénocristaux, dans ce cas on assiste presque toujours au développement de myrmékites.

Dans les zones de cisaillements (F_3) les phénocristaux montrent des queues de recristallisation étirées de part et d'autre dans le plan de cisaillement et se terminant parfois par un fin filet, dont la longueur peut atteindre deux à trois fois celle du phénocristal. Dans ce cas les contours de ce dernier ne sont plus rectilignes mais sinueux avec des excroissances constituées de petits cristaux de microcline traduisant ainsi des phénomènes de recristallisation blastique. Il est intéressant de noter que les queues de recristallisation ne contiennent en général que relativement peu de feldspath alcalin, mais plutôt une association de quartz et de muscovite, ainsi qu'un peu de plagioclase.

5.232) La matrice.

- Le plagioclase : Il est presque toujours automorphe ou subautomorphe, avec des contours légèrement arrondis, sa taille varie de 1 à 4 mm. Sa teneur en anorthite peut aller de An_{20} à An_{30} . Lorsqu'il est en contact (ou en inclusion) avec le microcline, ils se forment soit des myrmékites, soit un fin liseré albitique.
- Le quartz : Toujours xénomorphe il figure en cristaux intersticiels de petite taille (0,5 à 2 mm), quelquefois, cependant il forme des agrégats polycristallins. Dans ce cas les cristaux sont étroitement soudés les uns aux autres avec des joints intergranulaires interlobés; ils possèdent aussi une extinction irrégulière, en tache ou en bandes.
- Le feldspath alcalin : Il s'agit d'un microcline xénomorphe toujours d'une grande fraîcheur et souvent très finement perthitique.
- La biotite : La biotite est de loin le minéral coloré le plus abondant, il figure sous deux formes distinctes :
 - En cristaux trapus (1 à 2 mm / 0,3 à 0,8 mm) à fort pléochroïsme

Ng - Nm	vert olive foncé
Np	jaune paille pâle

Il n'est pas rare que ses clivages soient chargés de minuscules granules d'épidote. Les inclusions d'apatite et de zircon sont fréquentes alors que celles d'allanite sont moins abondantes. C'est cette biotite, parfois altérée en chlorite qui définit la foliation majeure de la roche (syn - mise en place).

- Dans les zones proches des grands cisaillements (F_3) on voit apparaître de petits cristaux de biotite (0,2 / 0,05 mm) qui définissent alors un nouveau plan de foliation.

- La hornblende : La hornblende n'existe que dans les faciès mésocrate et mélanocrate des granodiorites à phénocristaux et peut se présenter de deux façon distinctes :

- Sous forme de hornblende verte, trapue, de grande taille (1 à 4 mm / 0,3 à 1 mm), et fortement pléochroïque

Ng	vert bleu
Nm	vert brun
Np	jaune verdâtre

Ces cristaux allongés dans le plan de foliation, sont associés à la biotite. Parfois ils affichent une tendance poeciloblastique, ils possèdent alors un coeur jaunâtre, riche en impuretés, la périphérie étant plus verte et plus limpide. Ce type d'amphibole existe dans tous les faciès mélanocrates, quelque soit leur position géographique.

- Sous forme d'une hornblende verte, plus brunâtre et moins pléochroïque que la précédente

Ng	vert brunâtre
Nm	vert brun
Np	jaune brun

Elle possède un aspect finement piqueté, dû à la présence de minuscules grains de minéraux opaques. Elle ne contient jamais d'inclusion de biotite, par contre, ce dernier minéral a tendance à s'aggréger et à se concentrer autour d'elle.

Il faut enfin, mentionner que ce second type de hornblende ne se rencontre dans les granodiorites à phénocristaux qu'au contact immédiat de la ceinture de roches vertes; ou bien dans les filons qui y sont intrusifs.

- Les épidotes : Tout comme dans les gneiss gris du socle, les épidotes sont quasiment absentes des faciès leucocrates alors qu'elles abondent dans les faciès mésocrates et mélanocrates. Il s'agit de clinozoïsite et parfois de pistachite, dont l'aspect et les relations avec les autres minéraux sont les mêmes que ceux des épidotes décrites dans les gneiss de Kivijärvi.

- L'allanite : En cristaux automorphes zonés et de couleur jaune pâle, son abondance est variable d'un échantillon à l'autre, toutefois les faciès les plus mélanocrates sont les plus riches en allanite.

- Le sphène : Il figure presque toujours sous forme d'agrégats de petits cristaux (0,2 à 0,5 mm). Cependant on rencontre plus occasionnellement des grands cristaux (1 à 1,5 mm), poeciloblastiques ou sub-automorphes, ils sont alors zonés et/ou possèdent un coeur plus ancien craquelé.

- L'apatite en prismes trapus et le zircon sont des minéraux accessoires le plus souvent inclus dans la biotite. Les cristaux de zircon sont zonés et possèdent un coeur arrondi brunâtre.

- Les minéraux opaques sont omniprésents, mais peu abondants, ils s'agit de magnétite et d'ilménite.

- La calcite est presque toujours présente sous forme de petits cristaux xénomorphes disséminés dans la masse de la roche. Toutefois, aux abords immédiats de la ceinture de roches vertes les granodiorites peuvent en contenir jusqu'à 3% (1,9% en moyenne).

5.233) Les enclaves.

Je ne décrirai pas ici les caractéristiques des enclaves de l'encaissant des granodiorites. Le lecteur désireux de détails se reportera à la description des gneiss gris (chapitre 3-23) ou bien aux travaux de Blais et al. (1977a), Taipale et al. (1980) ou Quérré (1985) pour les enclaves provenant de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

Les enclaves d'origine inconnue sont mélanocrates et leur composition minéralogique est la même que celle des enclaves de premier type des gneiss gris.

Les associations les plus fréquentes sont :

Biotite - Oligoclase (An_{30}) - Quartz - Hornblende

ou bien

Biotite - Oligoclase (An_{30}) - Quartz

Les minéraux accessoires sont le sphène, les épidotes, l'allanite, l'apatite, le zircon, la magnétite et l'ilménite. La calcite, toujours présente, est plus abondante que dans la granodiorite encaissante.

5.24) Discussion.

Quérré (1985), après coloration des feldspaths a effectué des comptages de points sur les granodiorites à phénocristaux, à raison d'environ 1800 points par lame. Les résultats de ce travail sont résumés dans le tableau 5-1.

	GRANODIORITE A PHENOCRISTAUX						GRANITE GRIS	
	Ensemble		Sans calcite		Avec calcite			
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Quartz	32,6	4,6	34,4	4,2	28,1	1,3	32,2	5,0
Microcline	14,7	5,6	14,3	6,2	15,6	3,6	28,0	4,6
Oligoclase	37,9	4,7	36,9	4,9	40,1	2,9	33,6	4,1
Biotite	11,6	4,4	11,9	5,3	10,8	0,1	3,0	2,4
Epidote	1,3	1,1	0,6	0,4	2,9	0,6	1,3	1,0
Calcite	0,6	1,1	-	-	1,9	1,2	0	0
Autres	1,3	-	1,9	-	0,6	-	1,9	
Nb Echant.	17		12		5		6	
Q +KF+Plg	85,2		85,6		83,8		93,8	
KF/Plg	0,39		0,39		0,39		0,83	

Tab. 5-1 : Composition modale moyenne des granodiorites à phénocristaux et des granites gris (d'après Quérré, 1985).

Cet auteur y a fait figurer la hornblende sous la rubrique "autres". L'amphibole si elle est absente des granites gris et des faciès leucocrates des granodiorites peut dans les faciès mésocrates et mélanocrates dépasser 5% (Quérré, 1985).

Ces compositions modales, ainsi que quelques unes extraites de Matisto (1958) et Vartiainen (1970) ont été reportées dans un triangle Q-A-P (Streckeisen, 1975) (Fig. 5-2). Les granodiorites à phénocristaux avec un rapport feldspath potassique / plagioclase de 0,39 se situent dans le domaine des granodiorites alors que les granites gris se placent dans celui des monzogranites ($KF/Pg = 0,83$).

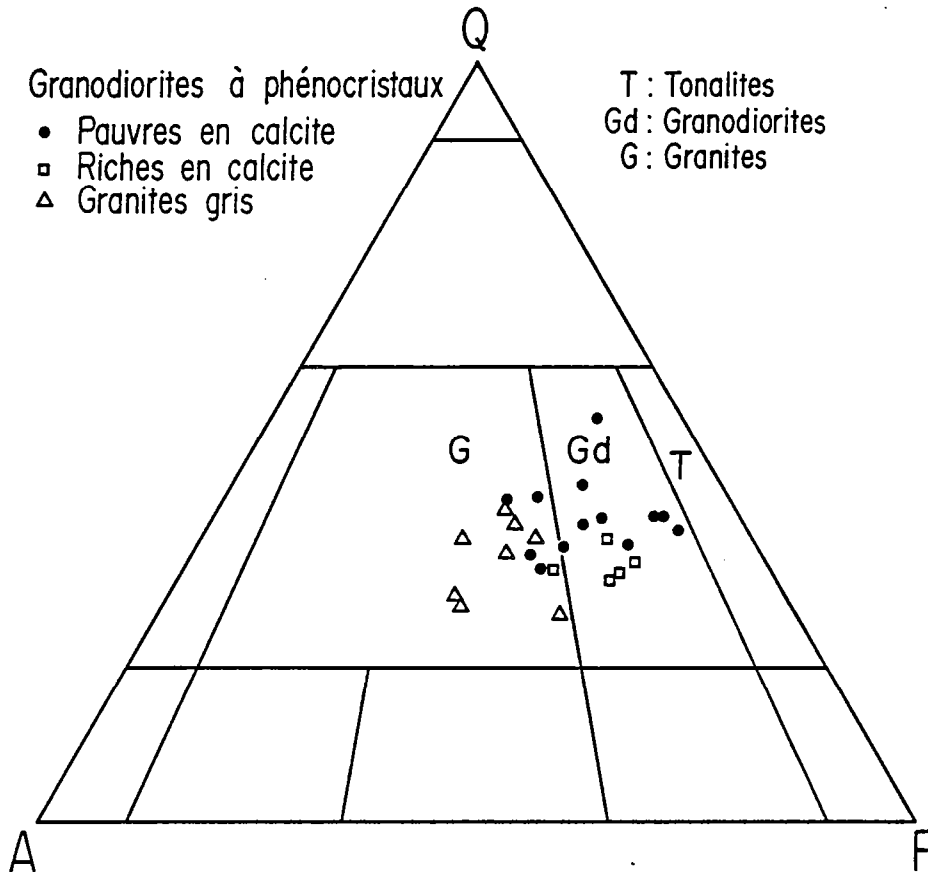


Fig. 5-2 : Position des points représentatifs des granodiorites à phénocristaux et des granites gris dans un triangle modal Q-A-P (Streckeisen, 1975).

La figure 5-3 montre que les points représentatifs des granodiorites à phénocristaux et des granites gris se distinguent nettement de ceux des gneiss gris du socle. Ils se répartissent entre le domaine des gneiss gris et celui des leucosomes riches en feldspath potassique provenant de l'anatexie de ces mêmes gneiss. Leur position est aussi intermédiaire entre celles des termes les plus différenciés des séries calco-alcalines pauvres en K_2O et calco-alcalines intermédiaires (Lameyre et Bodwen, 1982).

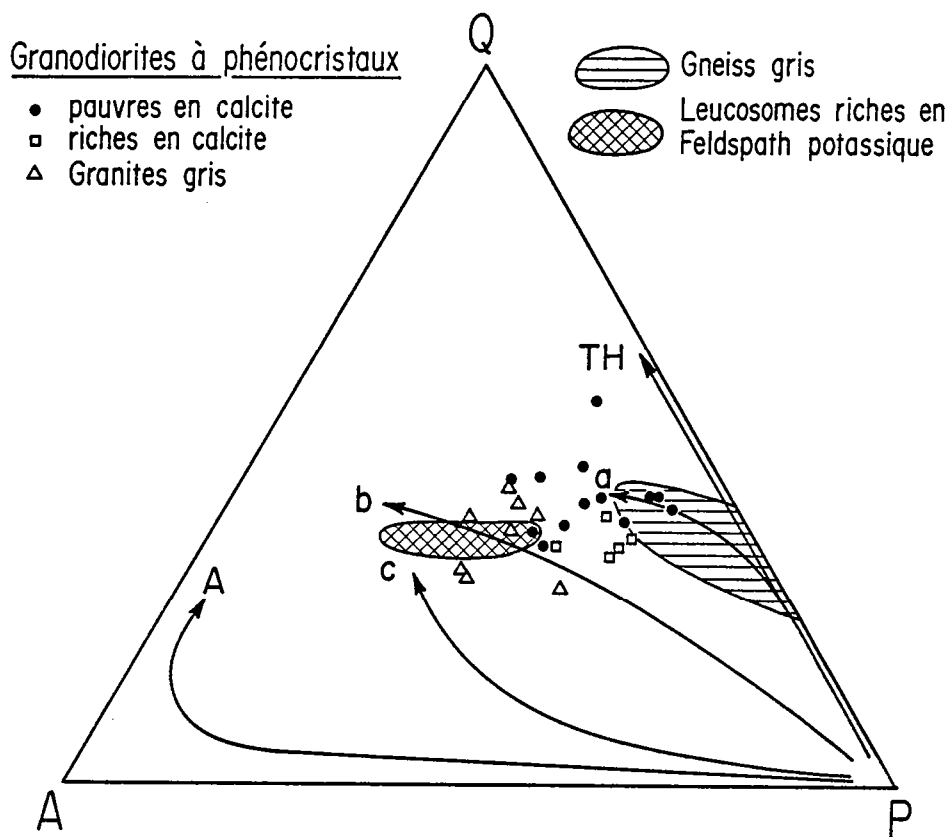


Fig. 5-3 : Diagramme modal Q-A-P dans lequel est reportée l'évolution de séries magmatiques typiques (Lameyre et Bowden, 1982) : Séries tholéiitiques (TH), séries alcalines (A), séries calco-alcalines pauvres en K_2O (a), intermédiaires (b), riches en K_2O (c). Les domaines de composition des gneiss gris et des leucosomes des migmatites ont aussi été figurés. Les points représentatifs des granodiorites à phénocristaux et des granites gris se disposent entre ces deux domaines.

Dans la classification de Chappell et White (1974), les granodiorites à phénocristaux appartiennent sans conteste au type I. (Tabl. 5-2), toutefois cette appartenance est moins marquée que dans le cas des gneiss gris. Certaines caractéristiques de ces roches (présence de hornblende seulement dans les faciès mésocrates et mélanocrates, apatite trapue, enclaves de migmatites, absence ou rareté des minéralisations, mise en place tardi-tectonique) sont intermédiaires entre celles des granitoïdes de type I, et de type S. En cela les granodiorites correspondent tout à fait à ce que Pitcher (1983) a nommé les granites I de type calédonien, c'est à dire provenant de la fusion de matériaux crustaux orthodérivés.

GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX	
Granodiorites dominantes Granites subordonnés	I
Volcanisme associé (Luoma) MARTIN et QUERRE (1984)	I
Muscovite absente ou rare	I
Biotite et Hornblende dans les faciès mélanocrates	I,S
Magnétite et Ilménite	I
Allanite et Sphène	I
Apatite trapue	S
Absence de cordiérite, de grenat ou de silicate d'alumine	I
Enclaves de migmatites et de mélanosomes	?
Peu ou pas minéralisés	?

Tab. 5-2 : Principaux critères pétrographiques de reconnaissance des granitoïdes de type I et S, appliqués aux granodiorites à phénocristaux.

L'analyse de la déformation des granodiorites à phénocristaux a montré qu'elles sont syn à tardif F_2 . Elles ne montrent jamais aucune trace d'anatexie, ceci peut signifier :

- (1) que les granodiorites à phénocristaux se sont mises en place après le dernier épisode de migmatisation.
- (2) qu'elles se sont mises en place à un niveau structural dans lequel les conditions thermodynamiques étaient telles que l'anatexie ne pouvait pas se développer.

Le métamorphisme qui affecte les granodiorites à phénocristaux est le même que celui qui dans les gneiss gris et dans les migmatites développe les associations à biotite - épidote ou bien à biotite - hornblende - épidote. L'analyse structurale a montré (§ 5.21) que les granodiorites étaient syn F_2 et que la foliation métamorphique était contemporaine de leur mise en place. Ceci signifie que le métamorphisme de degré faible à moyen à biotite + épidote + hornblende est lui aussi contemporain de F_2 .

Deux minéraux, la hornblende II et la calcite ont des teneurs qui augmentent considérablement aux abords immédiats de la ceinture de roches vertes. La hornblende II ne se rencontre que dans les filons de granodiorite intrusif dans la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi ou dans les zones de contact très riches en enclaves basiques. Il s'agit de minéraux arrachés aux roches vertes et inclus dans le magma granodioritique lors de sa mise en place.

La calcite existe en faible quantité (< 0,3 %) dans la masse des granodiorites, mais aux abords de la ceinture de roches vertes sa teneur atteint presque 2% en moyenne. Cette

relation géographique entre la richesse en calcite des granodiorites et la proximité des roches vertes laisse supposer que celles-ci peuvent être la source du CO_2 (ou d'une partie de celui-ci) qui provoque le surcroît d'abondance de calcite. Piquet (1982) a décrit des processus de décarbonatation liés à la formation d'olivine et de clinopyroxène métamorphiques dans les roches basiques et ultrabasiques de la ceinture de roches vertes. Ce phénomène ayant engendré le départ et la circulation d'une phase fluide carbonatée pourrait être responsable de la présence de calcite dans les granodiorites proches de la ceinture. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que Piquet (1982) montre que les réactions de décarbonatation sont contemporaines de la déformation F_2 .

5.3. Les leucogranites roses.

Plus d'une centaine de petits massifs de granite rose ont été reconnus par les géologues finlandais (voir Hyppönen, 1973, 1976, 1978). Un de ces massifs affleure sur 1 km^2 près d'Arola, où il est particulièrement bien exposé dans une carrière, située sur la rive nord du lac Pohjajärvi près de l'intersection de la route n°909 (Paltamo-Lentiira) et de la piste qui relie Nurmi à Karhuvaara (fig. 5-1). Ce leucogranite intrusif dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola et recoupé par des dykes de diabase karéliens a été étudié en détail par Quéréré (1985). Ces caractères font qu'il servira de référence pour cette étude.

5.31) Mode de gisement.

Les leucogranites roses forment de tous petits massifs dont la dimension va de moins de 1 km^2 à 10 km^2 , exception faite toutefois, du massif de Jauhovaara dont la superficie est voisine de 30 km^2 . En général les massifs sont de forme arrondie, seuls ceux que les cisaillements karéliens affectent montrent une forte anisotropie de forme et un allongement dans la direction du cisaillement (c'est le cas du granite rose d'Arola). Contrairement aux granodiorites à phénocristaux la répartition géographique des leucogranites est quelconque, ils affleurent dans toute la zone étudiée, et ne montrent aucune concentration particulière aux abords immédiats de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

Ces leucogranites sont intrusifs dans le socle gneissique, la ceinture de roches vertes et les granodiorites à phénocristaux où ils injectent de nombreux filons (Photo 21). En dehors des zones de cisaillement karéliennes, les leucogranites ont une structure équate et ne possèdent pas de foliation. Ceci indique clairement qu'ils ont fait intrusion postérieurement à la phase tectonique F_2 (responsable, entre autres de la foliation syn-mise en place des granodiorites à phénocristaux).

Dans les zones de cisaillement (F_3) on voit apparaître une néofoliation orientée N 130 - N 160. La phase F_3 se matérialise aussi soit par de fines bandes cataclasées, soit par une réorientation des petits massifs parallèlement à la direction des cisaillements (Fig. 5-1). Tous ces caractères démontrent que les leucogranites se sont mis en place antérieurement à F_3 , cette conclusion est corroborée par le fait que les granites sont recoupés par des filons de diabase d'âge karélien. En conséquence, les granites roses sont antérieurs à l'orogénèse karélienne et ils appartiennent très vraisemblablement au cycle archéen, cependant ils post-datent l'évolution tectonique archéenne de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

5.32) Description macroscopique.

Le caractère le plus marquant des leucogranites roses est leur grande homogénéité. Il s'agit toujours d'une roche leucocrate à hololeucocrate de couleur rose à rose rouge. La texture est typiquement grenue et la taille des cristaux va de 1 à 1,5 mm. On y reconnaît aisé-

ment un feldspath alcalin rose, un plagioclase blanc rosé ainsi que de petits cristaux de quartz gris xénomorphes. La biotite est de petite taille et figure en amas de forme arrondie, dans quelques échantillons il est possible d'observer des cristaux de muscovite épars.

Le réseau filonien associé à ces roches est important, les aplites et pegmatites forment des filons dont l'épaisseur, extrêmement variable peut aller de quelques centimètres à une dizaine de mètres (Photo 22). Parfois les filons sont composites, les épontes étant pegmatitiques et la partie centrale grenue ou aplitique. Les pegmatites dont la taille de grain peut aller de 1 à 5 cm, sont constituées de quartz gris xénomorphe, ainsi que de feldspath alcalin rose et de plagioclase blanc rosé. Parfois le quartz et le feldspath alcalin sont étroitement associés dans une texture graphique. La muscovite est constamment présente alors que la biotite est rarissime.

En règle générale les leucogranites roses ne contiennent pas d'enclaves, cependant lorsque c'est le cas il s'agit toujours d'enclaves anguleuses arrachées à l'encaissant. Il faut mentionner en particulier l'existence d'enclaves anguleuses de quartzites dans les granites roses de Piilola et Halmevaara intrusifs dans les formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

5.33) Description microscopique.

La texture dominante des leucogranites roses est grenue. Le plagioclase et la biotite sont automorphes ou sub-automorphes alors que le quartz et le feldspath alcalin figurent en plages xénomorphes cimentant les autres minéraux. La biotite est rarement isolée et forme de petits amas arrondis dans lesquels les cristaux ne présentent aucune orientation préférentielle.

Dans les zones de cisaillement on observe la coexistence de plages à texture grenue, noyées dans une masse à grain nettement plus fin (0,1 à 0,4 mm) dont la texture est typiquement granoblastique, polygonale ou interlobée. Les petits amas de biotite peuvent alors s'étirer parallèlement à la direction du cisaillement et définir ainsi un plan fruste de néofoliation.

L'association minérale omniprésente est :

Quartz + microcline + oligoclase ± biotite ± muscovite

- Le quartz : Les cristaux de 0,5 à 2 mm sont toujours xénomorphes, ils sont rarement isolés et tendent à constituer des amas polycristallins de forme arrondie. Les cristaux les plus grands possèdent toujours une extinction roulante ou en bandes.

- Le feldspath potassique : Il s'agit toujours d'un microcline présentant parfois, en plus du quadrillage caractéristique la macle de Carlsbad. Il est xénomorphe, de grande taille (1 à 2mm) et montre de fines perthites en film. Lorsque le microcline est en contact direct avec le plagioclase, des myrmékites se développent.

- Le plagioclase : Toujours sub-automorphe, il est de grande taille (1 à 2mm). Sa teneur en anorthite va de An_{10} à An_{20} (oligoclase acide). Il est toujours mâclé albite mais exceptionnellement péricline.

- La biotite : Elle figure en petits cristaux (0,2 à 0,5 mm) pléochroïques :

Ng - Nm brun orangé
Np jaune paille

Elle n'est pas uniformément répartie dans la masse du granite, mais forme de petits amas. Très souvent elle est partiellement ou même totalement altérée en chlorite; cette dernière possède alors des clivages chargés de granules de minéraux opaques. La présence de zircon et de rutile (sagénite) en inclusion dans la biotite n'est pas rare.

- La muscovite : Tout comme la biotite à laquelle elle peut être associée, elle est omniprésente mais répartie de façon irrégulière sous forme de petits amas. Plus rarement elle figure en grands cristaux trapus (1 à 3mm) isolés et poeciloblastiques.

- L'allanite souvent altérée, le zircon zoné, l'apatite globuleuse sont les principaux minéraux accessoires. Les épidotes (clinozoïsite et pistachite) sont rares et disséminées dans la masse du granite. Les minéraux opaques sont très peu abondants, il s'agit de magnétite et d'ilménite.

5.34) Discussion.

Le tableau 5-3 montre la composition moyenne des leucogranites roses. Les analyses modales sont extraites de Wilkman (1931), Matisto (1958), Vartiainen (1970), Hyppönen (1983) et Quérré (1985).

LEUCOGRANITES ROSES n = 17		
	\bar{x}	σ
Quartz	32,3	4,8
Microcline	27,0	4,0
Oligoclase	34,4	4,2
Biotite	2,3	1,4
Muscovite	2,9	2,7
Chlorite	0,4	0,3
Epidotes	0,2	0,4
Opagues	0,4	0,2
Accessoires	0,1	0,1
Q + FK + Plg	93,7	
KF/Pg	0,79	

Tableau 5-3 : Composition modale moyenne des leucogranites roses
(d'après Wilkman, 1931 ; Matisto, 1958 ; Vartiainen, 1970 ; Hyppönen, 1983 ; Quérré, 1985).

Les minéraux clairs constituent à eux seuls près de 94% de la roche qui confirmant par là même sa dénomination de leucogranite. Avec un rapport feldspath potassique/plagioclase de 0,79 elle se place dans le domaine des monzo-granites dans le diagramme triangulaire Q-A-P de Streckeisen (1975) (Fig. 5-4). La composition modale des leucogranites est très homogène, en effet, en règle générale le coefficient de dispersion ne dépasse pas 10%.

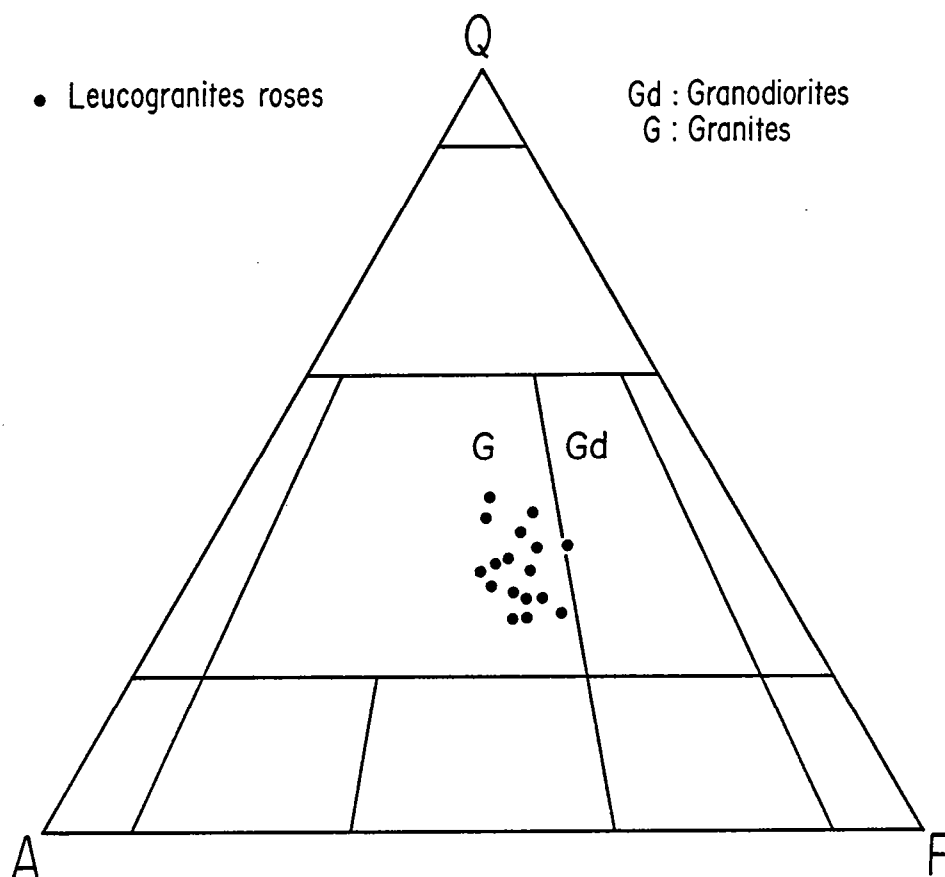


Fig. 5-4 : Position des points représentatifs des leucogranites roses dans un triangle modal Q-A-P (Streckeisen, 1975).

La figure 5-5 met nettement en évidence le caractère calco-alcalin intermédiaire des leucogranites roses (Lameyre et Bowden, 1982). Toutefois ceux-ci ne représentent que les termes différenciés d'une telle série. Contrairement aux gneiss gris et aux granodiorites à phénocristaux, les leucogranites roses montrent de grandes affinités avec les granitoïdes de type S (Chappell et White, 1974) (Tabl. 5-4). Seules la présence de magnétite et d'ilménite et l'absence de silicate d'alumine, sont des caractères de type I. Dans la classification de Didier et al. (1982) ces roches sont typiquement des granites de type C (origine par recyclage de croûte continentale).

Enfin, les leucogranites roses ne sont pas affectés par le métamorphisme de degré faible à moyen et ne sont pas enrichis en calcite au contact de la ceinture de roches vertes. En conséquence ils post-datent le métamorphisme et la circulation de la phase fluide carbonatée.

• Leucogranites roses

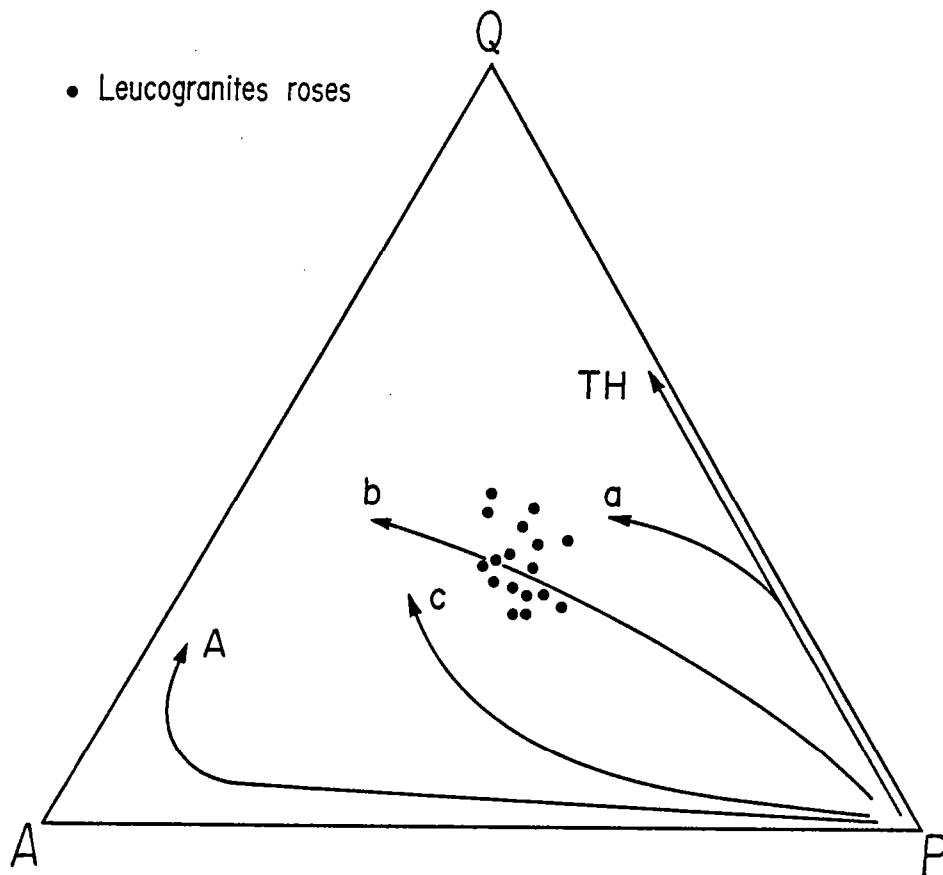


Fig. 5-5 : Diagramme modal Q-A-P dans lequel est reportée l'évolution de séries magmatiques typiques (Laméyre et Bowden, 1982) : Séries tholéitiques (TH), séries alcalines (A), séries calco-alcalines; pauvres en K_2O (a), intermédiaires (b), riches en K_2O (c).

LEUCOGRANITES ROSES	
Uniquement des granites	S
Petits massifs intrusifs	S
Pas de volcanisme connu	S
Pas de hornblende	S
2,9 % de muscovite	S
Magnétite et Ilménite	I
Allanite rare et pas de sphène	S
Apatite globuleuse	S
Pas de cordiérite, de grenat ou de silicates d'alumine	I
Pas d'enclaves	?

Tab. 5-4 : Principaux critères pétrographiques de reconnaissance des granitoïdes de type I et S appliqués aux leucogranites roses.

Episodes Magmatiques	Episodes Tectoniques	Episodes Métamorphiques	Age
		Métamorphisme thermique acinéma - tique	P R O T E R O Z O I Q U E
	F _{3b}	Métamorphisme dans les bandes de cisaillement F _{3b}	
Mise en place des dolérites karéliennes			
	F _{3a}		A R C H E E N
Mise en place des leucogranites roses			
Mise en place des granodiorites à phénocristaux Cycle volcanique supérieur de la ceinture de roches vertes ? Mise en place des granodiorites à phénocristaux déformées par F ₂ dans les contacts socle-ceinture	F ₂	Réactions de décarbonatation dans les roches vertes. Métamorphisme de degré faible à moyen	
	F ₁	2ème migmatisation : intense recyclage des gneiss du socle	
Cycle volcanique basique et ultra basique de la ceinture de roches vertes			
Mise en place des protolithes des gneiss de Naavala			
	F ₀	1ère migmatisation - acquisition du rubanement tectono-métamorphique des gneiss de Kivijärvi	
Mise en place des protolithes des gneiss de Kivijärvi			

Tab. 5-5 : Succession et enchaînement des événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques au cours du temps.

Conclusions

Le tableau 5-5 synthétise la succession des événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques dans les terrains archéens du Kainuu; il nécessite quelques commentaires :

- Les gneiss gris de type Kivijärvi sont les orthogneiss les plus anciens reconnus au Kainuu. Ils sont les seuls à avoir enregistré un épisode tectonométamorphique ancien (F_0) responsable d'un rubanement métatectique (Migmatisation I).
- Les gneiss gris de Naavala sont aussi des orthogneiss, ils ne possèdent aucune trace de F_0 , mais sont recoupés par des filons de roches basiques satellites de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Pour cette raison les deux ensembles gneissiques (Kivijärvi et Naavala) ont pu jouer le rôle de socle vis à vis de la ceinture de roches vertes.
- Deux épisodes métamorphiques principaux se sont ensuite succédés, il s'agit tout d'abord d'une anatexie (Migmatisation II), ayant provoqué une intense remobilisation des gneiss du socle, contemporaine de F_1 elle s'est poursuivie pendant F_2 . Cet épisode a été suivi par un métamorphisme de degré faible à moyen, jusqu'à la fin de F_2 . S'il est possible de parler de polymétamorphisme en ce qui concerne les deux épisodes de migmatisation (F_0 et F_1 sont séparés par la coupure majeure que représente la mise en place du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi), il n'en est pas de même pour ce qui est de la seconde migmatisation et du métamorphisme de degré faible à moyen. En l'absence de coupure majeure, on ne peut pas conclure à un polymétamorphisme mais plutôt à une évolution plurifaciale.
- Les granodiorites à phénocristaux se sont mises en place au cours de F_2 , aux abords immédiats de la ceinture de roches vertes. Leur genèse et leur emplacement se sont d'ailleurs poursuivis tardivement, marquant ainsi la fin de F_2 .
- Les leucogranites roses sont postérieurs à F_2 et correspondent à la dernière manifestation magmatique du cycle archéen dans cette partie du bouclier baltique.
- La déformation F_3 (F_{3a} et F_{3b}), ainsi que l'épisode métamorphique thermique acinématique, ne sont pas d'âge archéen, mais protérozoïque inférieur, en effet, ils affectent non seulement toutes les unités lithologiques archéennes, mais aussi les formations svéco-karéliennes.
- L'anatexie qui affecte les gneiss de Kivijärvi et de Naavala est importante et quasi-générale, elle atteste donc la grande extension des mécanismes de recyclage du socle gneissique. La similitude pétrologique qui existe entre les mélanosomes et des enclaves mafiques des granodiorites à phénocristaux, pourrait indiquer que ces dernières sont le (ou l'un des) produits de remobilisation du socle.

La composition des magmas mis en place au Kainuu a évolué au cours du temps. Les roches les plus anciennes (gneiss gris) sont dépourvues de feldspath potassique, alors que ce minéral est abondant dans les plutonites les plus récentes (leucogranites roses) (fig. 5-6). On passe d'un magmatisme tonalitique et granodioritique de type calco-alcalin pauvre en K_2O à un magmatisme granitique de type calco-alcalin intermédiaire. Cette évolution va en fait beaucoup plus loin qu'une simple variation de proportions de minéraux clairs; elle révèle des modes de genèse différents. En effet, les gneiss gris affichent toutes les caractéristiques des granitoïdes de type I, alors que les leucogranites roses sont typiquement des granites S; les granodiorites à phénocristaux, bien qu'appartenant au type I, possèdent des caractères intermédiaires. De plus, les gneiss gris définissent parfaitement une lignée calco-alcaline trondhjémitique (pauvre en K_2O). Les granodiorites à phénocristaux et les leucogranites roses, au

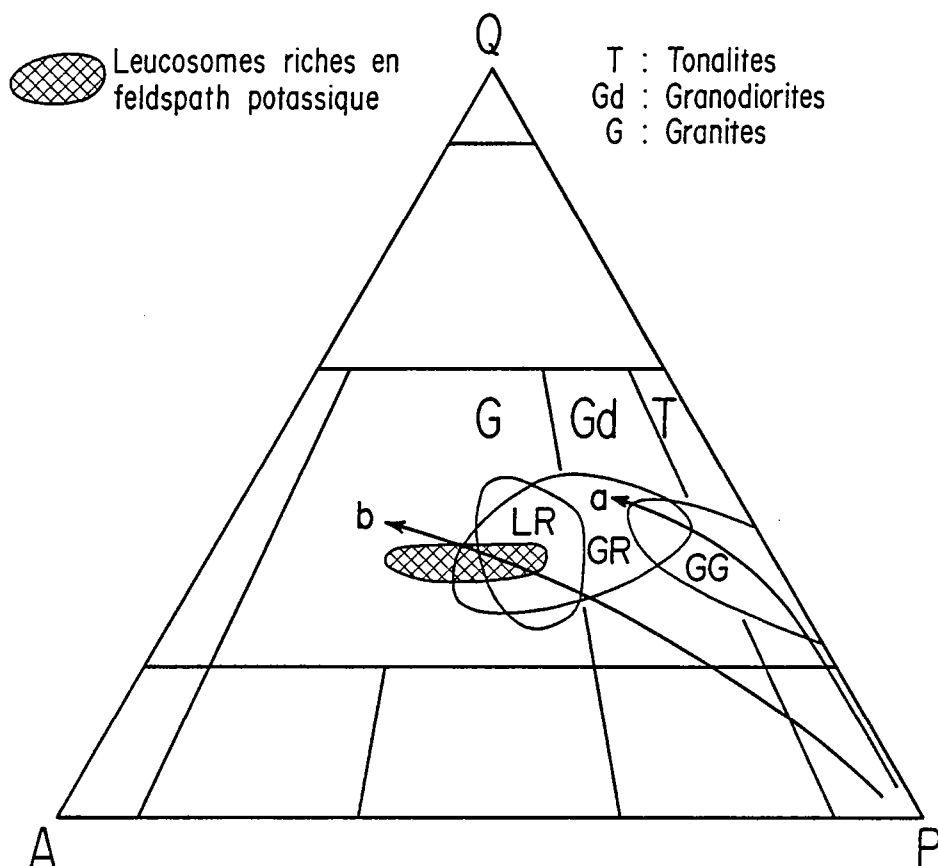


Fig. 5-6 : Diagramme Q-A-P dans lequel est représentée l'évolution de la composition modale des magmatismes du Kainuu à l'Archéen. Lignées calco-alcalines (a) pauvre en K_2O , (b) intermédiaire (Lameyre et Bowden, 1982). GG : gneiss gris; GR : granodiorites à phénocristaux et granites gris; LR : leucogranites roses.

contraire forment un nuage de points qui se dispose presque perpendiculairement aux lignes calco-alcalines classiques (fig. 5-6 ; Lameyre et Bowden, 1982). Ce nuage s'étale entre le domaine des gneiss gris et celui des leucosomes des migmatites du socle. Cette disposition ainsi que le sens de l'évolution tendent à indiquer que les magmatismes les plus récents sont les produits de l'anatexie et du recyclage des matériaux du socle granito-gneissique. Une telle interprétation est confortée par le fait que les granodiorites à phénocristaux et les leucogranites roses sont des granitoïdes de type I (Calédonien) ou S, c'est à dire les produits du recyclage de croûte continentale plus ancienne et que les gneiss gris sont très largement migmatisés.

Le type d'évolution mis ici en évidence, est classique, il conduit à l'élaboration de deux des termes de la trilogie caractéristique des terrains archéens de type "granite - greenstone" et de degré métamorphique faible : (1) socle granito-gneissique (tonalitique et granodioritique), (2) ceinture de roches vertes, (3) plutonisme tardif (granodioritique et granitique) (Windley et Bridgwater, 1971 ; Glikson, 1976, 1979 ; Goodwin, 1981 ; Condie, 1981).

2ème PARTIE

Les grandes étapes géochronologiques

Afin de dater les événements dont la chronologie relative a été mise en évidence à partir de critères de terrain (1ère partie), j'ai entrepris une étude géochronologique systématique de tous les matériaux de l'ensemble granito-gneissique. Ce travail a été réalisé en utilisant la méthode Rb-Sr sur roche totale. Les techniques analytiques mises en oeuvre, ainsi que les résultats obtenus sur les standards internationaux sont décrits dans l'annexe I.

Les résultats chronologiques ont été confrontés (1) soit à des âges mesurés sur les mêmes échantillons par d'autres méthodes (Pb commun, Sm-Nd), (2) soit à des âges publiés par d'autres auteurs sur des roches identiques de la même région.

La démarche que je suivrai au cours de cet exposé sera la suivante, pour chaque ensemble lithologique :

- une présentation des résultats analytiques et une discussion de leur représentativité.
- une comparaison des âges mesurés avec les autres données radiométriques publiées sur le même ensemble.
- une discussion de la signification géologique du ou des âges obtenus.

La signification des résultats isotopiques, sera discutée dans la 3ème partie de ce mémoire traitant de la géochimie. Enfin de façon à être aussi complet que possible, je présenterai une brève synthèse, et une discussion des données bibliographiques existant sur l'âge de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

CHAPITRE 6

Le socle granito-gneissique

6.1. Les gneiss de Kivijärvi.

6.11) Résultats analytiques

Les gneiss de Kivijärvi correspondent, sur le terrain aux roches les plus anciennes. Leur étude chronologique a été abordée par la méthode Rb-Sr et Sm-Nd sur roche totale (Martin et al., 1983a).

Rb-Sr : Sept échantillons des gneiss de Kivijärvi, non migmatisés, ont été sélectionnés afin d'obtenir un étalement maximum des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (annexe IIa). Les points définissent une isochrone statistiquement vraie (Fig. 6-1) donnant un âge calculé de $2,86 \pm 0,09$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 5,7) avec un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}) de $0,7023 \pm 0,0008$ (2 σ m). Un de ces échantillons (H 77) possède un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ nettement plus élevé que ceux des autres échantillons.

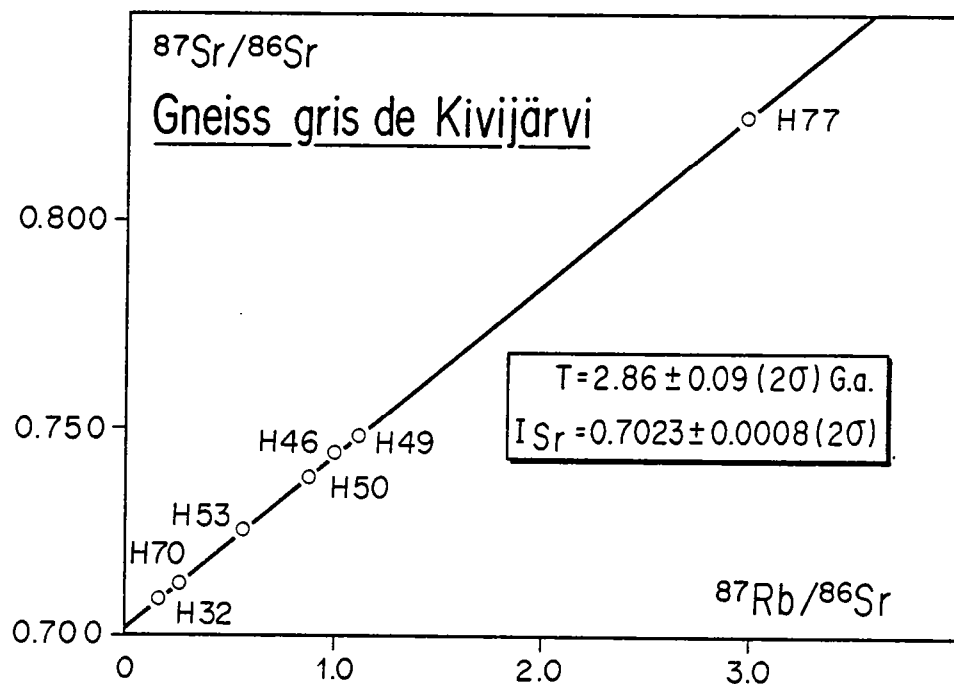


Fig. 6-1 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des gneiss de Kivijärvi.

Aussi peut-on se demander s'il ne joue pas un rôle déterminant, dans la définition de l'âge et de I_{Sr} . Les calculs refaits en l'excluant donnent un âge de $2,87 \pm 0,11$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 6,9) avec une valeur de $I_{\text{Sr}} = 0,7023 \pm 0,0010$ (2 σ m). Ces résultats sont identiques à ceux obtenus en incluant H 77, ce dernier ne contrôle donc ni l'âge, ni le I_{Sr} des gneiss de Kivijärvi. Les basses valeurs de I_{Sr} (0,7023) proches de celles du manteau indiquent que l'âge calculé peut être considéré comme celui de mise en place du protolithe des gneiss de Kivijärvi.

Sm-Nd : Seuls deux échantillons H 46 et H 50 ont été analysés quant à leur constitution isotopique en Sm et Nd (Chauvel, 1979 ; Martin et al. 1983 a). Les résultats figurent en annexe IIb. Le faible étalement des rapports Sm/Nd, et par conséquent des rapports

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,510533 et 0,510635) ne permet pas de définir une isochrone.

A titre de référence, une enclave basique des gneiss de Kivijärvi (H 44), a été reportée dans le diagramme Sm-Nd (fig. 6-2). S'il n'est pas raisonnable de définir un âge isochrone à partir de ces trois points, ceux-ci s'alignent parfaitement sur une droite de référence d'âge 2,85 G.a. Le calcul a été effectué en considérant un rapport isotopique initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I_{Nd}) chondritique ($I_{\text{Nd}} = 0,5090$ à 2,85 G.a.). Comme le montre le tableau annexe IIb, les âges modèles calculés pour les trois échantillons ($T_{\text{m}}^{\text{CHUR}} = 2,85 ; 2,83 ; 2,82$ G.a) sont en parfaite concordance avec les résultats Rb-Sr (2,86 G.a). Enfin, réciproquement les valeurs $\epsilon_{2,85}^{\text{CHUR}}$ sont chondritiques (+ 0,2, + 0,4, + 0,4).

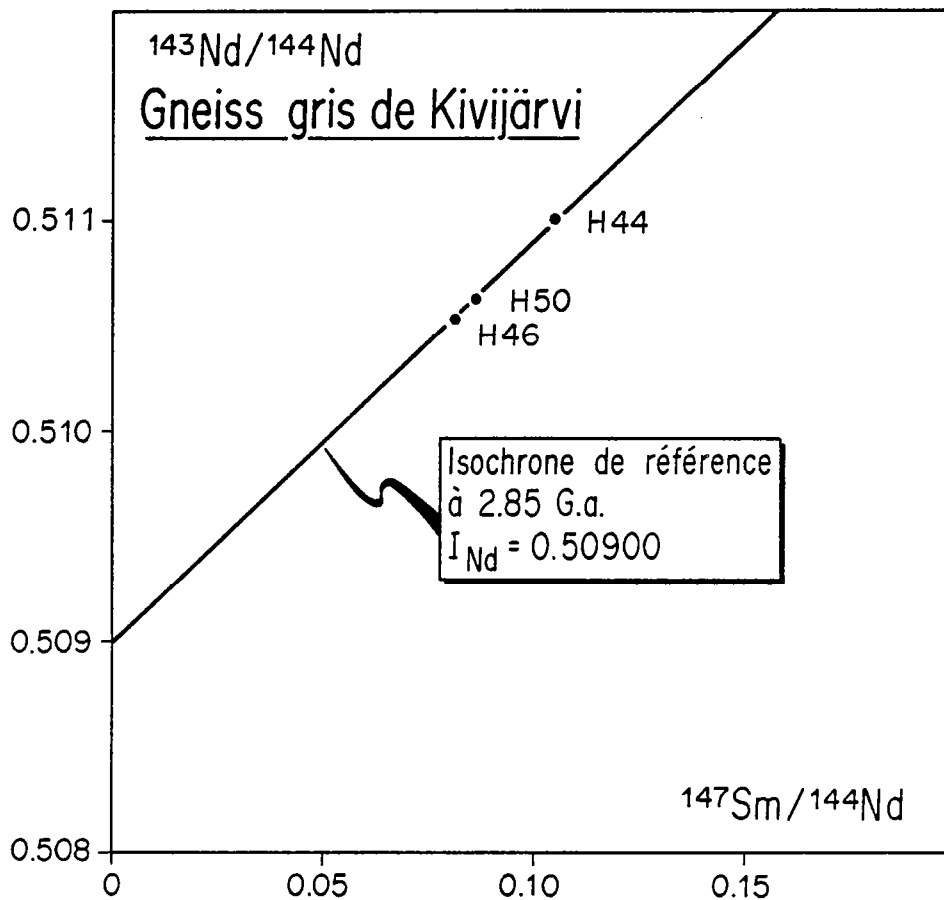


Fig. 6-2 : Diagramme Sm-Nd (roche totale) des gneiss de Kivijärvi.

L'isochrone de référence (2,85 G.a) a été calculée en supposant un I_{Nd} chondritique (0,5090).

6.12) Autres travaux.

Il n'existe à ce jour aucune autre donnée radiométrique, concernant spécifiquement des gneiss gris de type Kivijärvi. Les auteurs finlandais ont par contre plus particulièrement étudié (1) les zircons des formations sédimentaires et volcano-sédimentaires de la ceinture de roches vertes et, (2) les zircons et sphènes des granodiorites recoupant cette même ceinture. L'interprétation des âges ainsi obtenus est sujet à discussion, car certains de ces zircons ne sont pas primaires, et montrent des coeurs anciens hérités (Hyppönen, 1983).

Les seules données fiables concernent les zircons détritiques conservés dans les sédiments de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi. Les mesures de Kouvo (1964-1978) publiés par Gââl (1978), Taipale et al. (1980), Vaasjoki (1981) et Hyppönen (1983) indiquent des âges anciens pour ces zircons (Fig. 6-3).

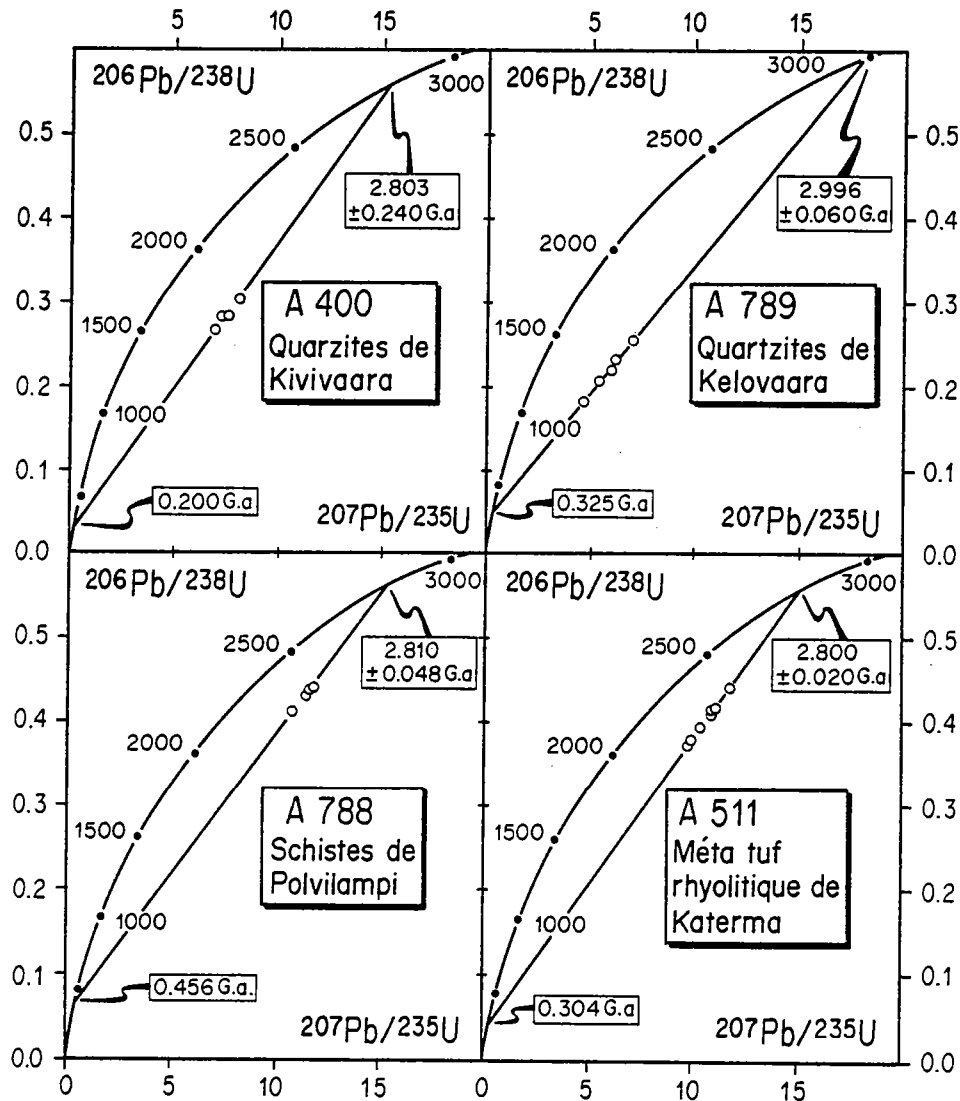


Fig. 6-3 : Diagramme U-Pb sur zircons détritiques dans les formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi d'après Kouvo, 1964-1978 et Hyppönen, 1983).

2,803 \pm 0,240 G.a. dans les quartzites de Kivivaara.

2,996 \pm 0,060 G.a. dans les quartzites de Kelovaara.

2,810 \pm 0,048 G.a. dans les schistes de Polvilampi.

2,800 \pm 0,020 G.a. dans les tufs rhyolitiques de Katerma où Hyppönen (1983)

considère qu'une grande partie des zircons est d'origine sédimentaire.

Blais et al. (1977a) ont montré que les sédiments de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi ont une origine mixte : ils proviennent pour une partie de l'érosion des volcanites mafiques de la ceinture et, pour une partie plus importante de celle des granodiorites et tonalites du socle granito-gneissique. Il semble donc très raisonnable de penser que les âges des zircons détritiques sont, au minimum, ceux de la cristallisation de ces minéraux dans la granodiorite mère des sédiments.

Il faut enfin noter que ces données U-Pb sont en parfait accord avec les résultats Rb-Sr et Sm-Nd présentées dans ce travail et attestent de l'existence d'un socle ancien dans le Kainuu.

6.13) Discussion.

Se fondant sur l'alignement sur une même isochrone Pb-Pb à 2,65 G.a. des points représentatifs des gneiss gris et des volcanites de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, Vidal et al. (1980) concluaient à une mise en place de ces deux ensembles dans un laps de temps très bref. Cette conclusion reste valide si l'on se réfère seulement aux gneiss de type Naavala. Les résultats obtenus sur les gneiss de Kivijärvi contraignent à admettre l'existence d'un socle granito-gneissique significativement plus ancien que la ceinture de roches vertes. L'antériorité de ces gneiss est d'au moins 0,2 G.a. d'après les données Rb-Sr et Sm-Nd et de 0,35 G.a. si l'on prend en compte les zircons détritiques.

La mise en place des granodiorites et des tonalites antérieurement à 2,8 G.a. est déjà connue dans ce même bloc archéen en particulier dans la région de Koitelainen en Laponie méridionale (Kröner et al., 1981 ; Patchett et al., 1981 ; Jahn et al., 1984). Ces gneiss, qui malheureusement n'affleurent pas et ne sont connus que sous forme de blocs erratiques, sont situés à environ 450 km au nord de Kuhmo et ont donné un âge U/Pb sur zircon de $3,11 \pm 0,002$ G.a. Cet âge est confirmé par les mesures Sm-Nd sur roches totales.

Tous ces résultats démontrent (1) non seulement qu'il existe des gneiss gris très anciens (2,8 à 3,1 G.a) (2) mais aussi que leur répartition était générale à l'échelle de l'ensemble granito-gneissique (de Laponie jusqu'au Kainuu).

6.2. Les Gneiss de Naavala.

6.21) Résultats analytiques.

Deux massifs de gneiss de type Naavala ont été étudiés : (1) les gneiss de Naavala s.s. et (2) les gneiss de Kuusamonkylä qui représentent un faciès à gros grain plus mésocrate.

6.211) Les gneiss de Naavala s.s.

Rb-Sr : Six échantillons ont été prélevés à Naavala. Quatre d'entre eux (3323, 3324, 3325, 3328) ont été récoltés et ont fait l'objet de mesures Rb-Sr et Pb commun de la part de Vidal et al. (1980) ils ont alors désignés sous le nom de "grey gneisses". J'ai analysé 2 échantillons supplémentaires prélevés dans les faciès les plus différenciés de Naavala s.s. dans l'intention d'obtenir un meilleur étalement des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Les résultats des mesures figurent dans l'annexe IIa. L'alignement des six points représentatifs de ces roches (Fig. 6-4) définit une isochrone statistiquement vraie dont l'âge est de $2,62 \pm 0,07$ G.a. (2σ m) (M.S.W.D. = 0,12) avec un $I_{\text{Sr}} = 0,7024 \pm 0,0006$ (2σ m) (Martin et al., 1983a). Tout comme dans le cas des gneiss de type Kivijärvi les valeurs des I_{Sr} sont basses et voisines de celles du manteau à la même époque.

L'âge mesuré peut être considéré comme celui de mise en place du protolithe des gneiss de Naavala car une réhomogénéisation isotopique postérieure, même totale aurait non seulement donné un âge isochrone, plus récent, mais aussi un I_{Sr} significativement plus élevé et nettement distinct des valeurs mantelliques.

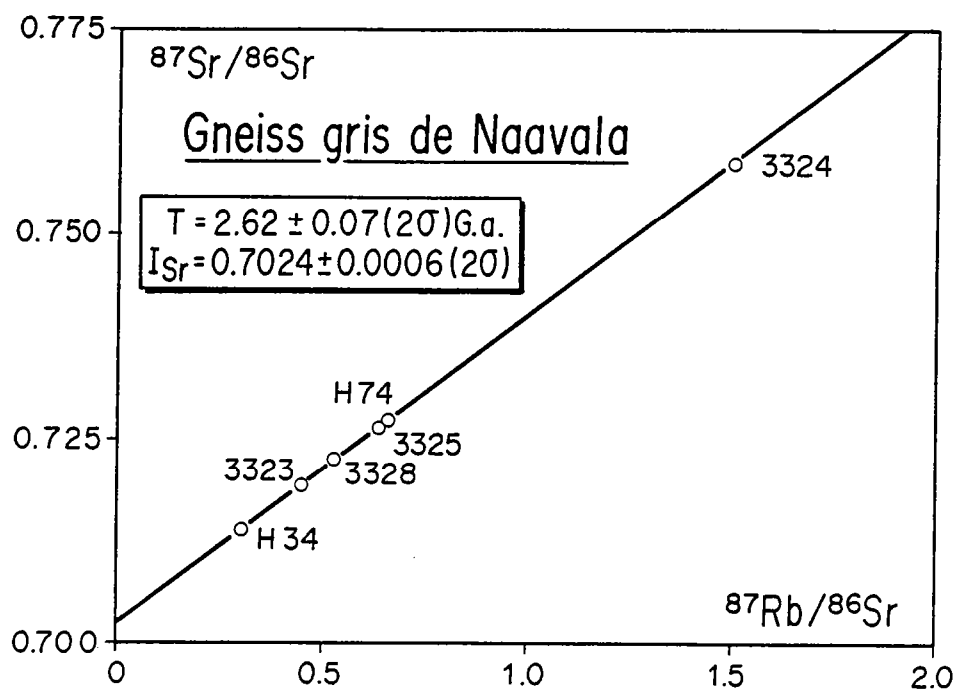


Fig. 6-4 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des gneiss gris de Naavala.

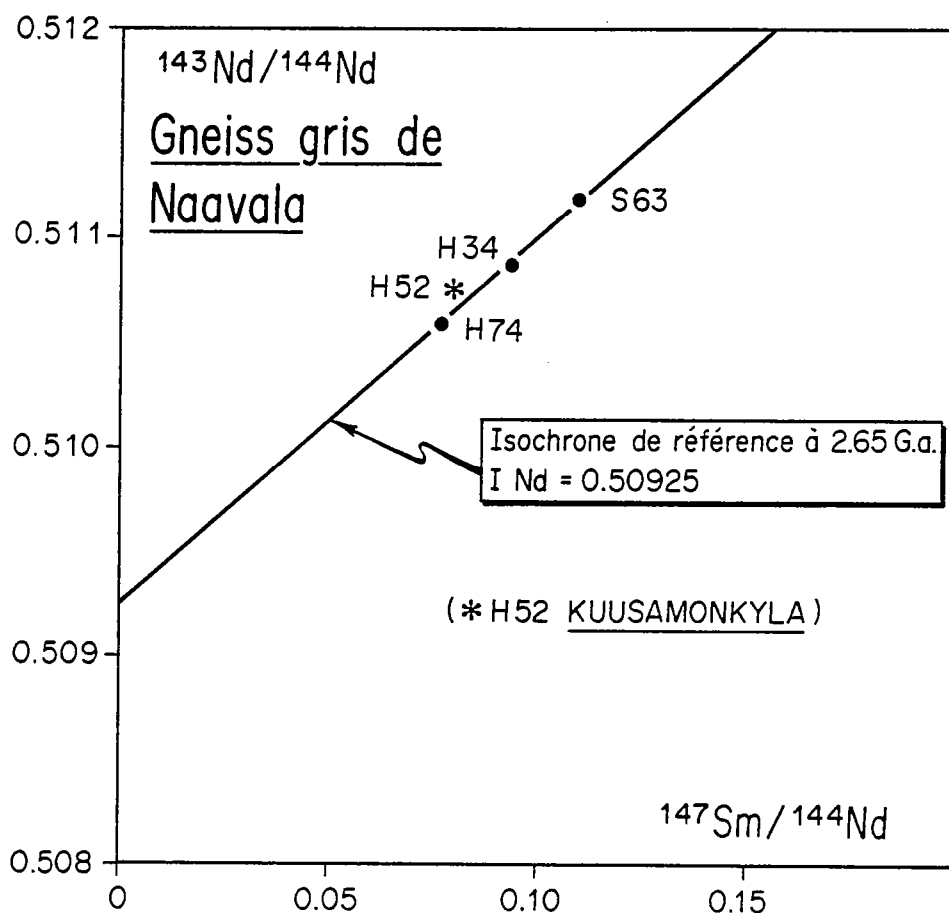


Fig. 6-5 : Diagramme Sm-Nd (roche totale) des gneiss de Naavala (H 34, H 74) et de Kuusamonkyla (H 52). S 63 est une amphibolite de la ceinture de roches vertes. L'isochrone de référence a été calculée en supposant un I_{Nd} chondritique (0, 50925).

Sm-Nd : Seuls deux échantillons de gneiss de Naavala ont été analysés (H 34 et H 74) (Chauvel, 1979 ; Martin et al., 1983a). Ici aussi le faible étalement des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ne permet pas de définir une isochrone (Annexe IIb). Toutefois ils se disposent parfaitement sur une isochrone de référence à 2,65 G.a., calculée pour un I_{Nd} chondritique (0,50925) (Fig.6-5).

L'âge de 2,65 G.a. est aussi celui de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Vidal et al., 1980). Pour cette raison, j'ai placé dans le même diagramme un échantillon d'amphibolite provenant de la ceinture de roches vertes (S 63). Il s'aligne parfaitement avec les deux autres points sur l'isochrone de référence à 2,65 G.a. Les âges modèles (2,69 ; 2,65 et 2,66 G.a.) sont compatibles avec les résultats Rb-Sr et corroborent la représentativité de ces mesures. Enfin les $\epsilon_{\text{T}}^{\text{CHUR}}$ = 2,65 sont voisins de 0 (-0,2; +0,0; -0,1).

6.212) Les gneiss de Kuusamonkyla.

Rb-Sr : Sept échantillons des gneiss de Kuusamonkyla ont été prélevés en essayant, dans la mesure du possible d'éviter les zones affectées par une anatexie trop importante. Les résultats figurent en annexe IIa. Les sept points ne s'alignent pas parfaitement dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ (Fig. 6-6) et définissent une erreurchrone probable dont

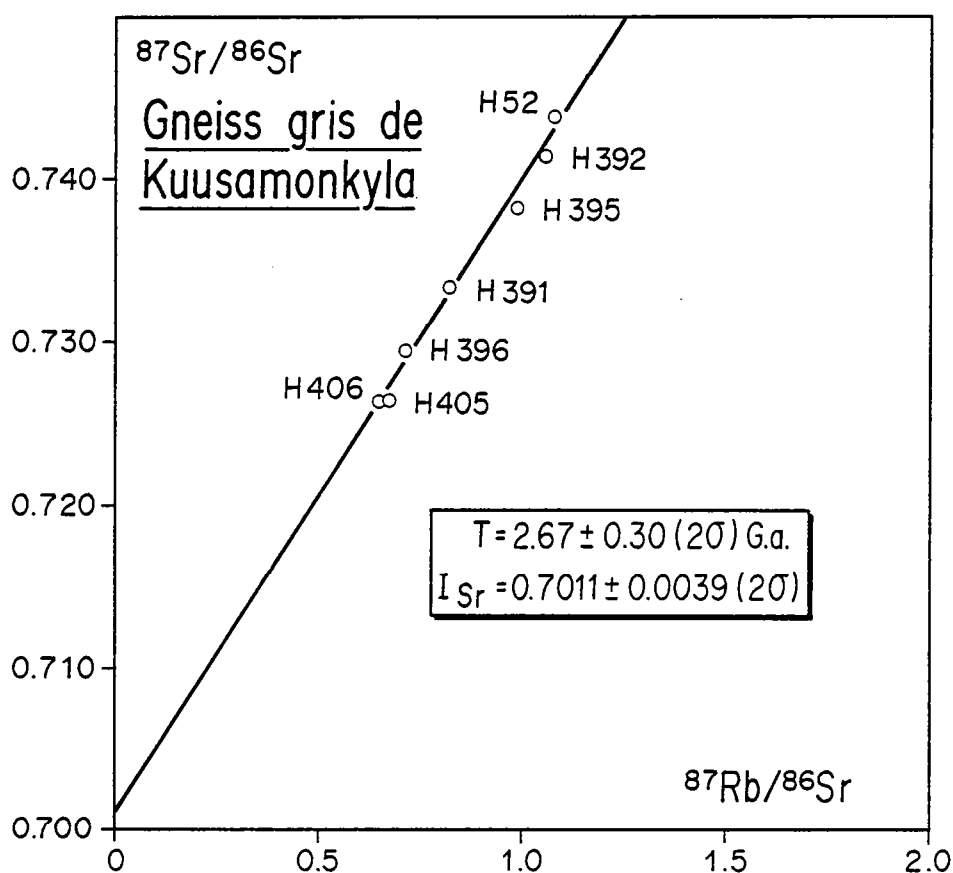


Fig. 6-6 Diagramme Rb-Sr (roche totale) des gneiss gris de Kuusamonkyla.

l'âge est $2,67 \pm 0,30$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 7,7) avec un $I_{Sr} = 0,7011 \pm 0,0039$. L'étalement des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,652 à 1,080), ainsi que les valeurs de l'indice de déviation pondérée (7,7), indiquent que ces erreurs importantes sur l'âge ainsi que sur les I_{Sr} , sont le fait d'une dispersion des points et non pas d'un artifice de calcul dû à de basses teneurs en ^{87}Rb et à un faible étalement des points. Classiquement une telle dispersion est interprétée comme résultant de processus métamorphiques ayant engendré un début de réhomogénéisation isotopique. Les gneiss de Kuusamonkylä sont affectés par l'anatexie qui peut provoquer des perturbations du système isotopique Rb-Sr, dont je discuterai plus avant, lorsque j'envisagerai l'étude de l'âge de la migmatisation. Il semble que, ici, étant donné les précautions prises lors de l'échantillonnage, les effets de l'anatexie soient peu sensibles et n'affectent pas significativement les valeurs de l'âge et du I_{Sr} ; par contre, en créant une légère dispersion des points, l'anatexie a contribué à entacher ces résultats d'une grande erreur relative. Les données, malgré cette imprécision, corroborent toutefois les résultats acquis sur les gneiss de Naavala, à savoir un âge voisin de 2,65 G.a. et des I_{Sr} mantelliques ou sub-mantelliques.

Sm-Nd : Un seul échantillon (H 52) a été analysé en espérant que son comportement serait analogue à celui des gneiss de Naavala (Chauvel, 1979; Martin et al., 1973a). Tel n'a pas été le cas, le point se situant significativement au dessus de l'isochrone de référence à 2,65 G.a. (fig. 6-5). Actuellement la signification de cette mesure n'est pas clairement comprise. Afin de pouvoir l'interpréter il faudra donc dans l'avenir multiplier les mesures Sm-Nd sur les gneiss de Kuusamonkylä.

6.22) Autres travaux.

Les gneiss gris de Naavala s.s. ont fait l'objet d'études plus détaillées que ceux de Kivijärvi, en particulier par l'équipe de Rennes (Vidal et al., 1980). Ces auteurs ont analysé par la méthode du plomb commun, trois échantillons de gneiss de Naavala (3323 - 3324 - 3328) ainsi que deux pegmatites qui leur sont associées et qu'ils considèrent comme cogénétiques (3326 et 3327). Ces roches ont été reportées dans un diagramme $^{207}Pb/^{206}Pb = f(^{206}Pb/^{204}Pb)$, ainsi que des roches basiques de la ceinture de roches vertes, des granodiorites à phénocristaux et des granites roses. L'ensemble des points définit une isochrone composite statistiquement vraie dont l'âge est de 2,65 G.a. L'âge recalculé en utilisant uniquement les gneiss de Naavala est de $2,66 \pm 0,25$ (2 σ m) G.a. (isochrone statistiquement vraie) (Fig. 6-7), la valeur de μ est alors 8,26. Cet âge, bien qu'entaché d'une erreur relative importante, due au faible étalement des points, est en parfait accord avec les résultats obtenus par les méthodes Rb-Sr et Sm-Nd. De plus, la valeur de μ du premier stade (8,26) est encore une valeur typiquement mantellique ce qui corrobore les conclusions obtenues à partir des I_{Sr} et de ϵ_{Nd}^{CHUR} 2,65.

Une série de mesures avait été effectuée par Kouvo et publiée par Hyppönen (1983), elle porte sur des gneiss gris de type Naavala. Il s'agit de gneiss prélevés à Tuomaanjärvi près de Riistijärvi.

Les six fractions de zircon s'alignent dans un diagramme $^{206}Pb/^{238}U = f(^{207}Pb/^{235}U)$ et ont un intercept haut avec la concordia à $2,69 \pm 0,02$ G.a. (Fig. 6-8). Cet âge est tout à fait cohérent avec les résultats présentés précédemment.

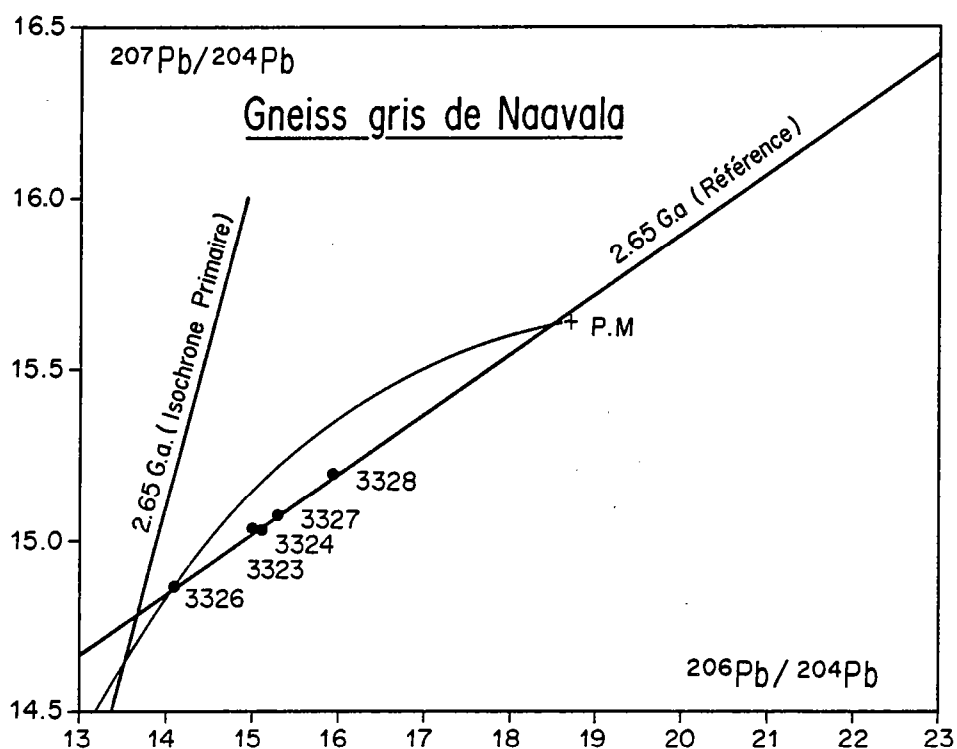


Fig. 6-7 : Diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) = f ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pour les gneiss gris de Naavala (d'après Vidal et al. 1980).

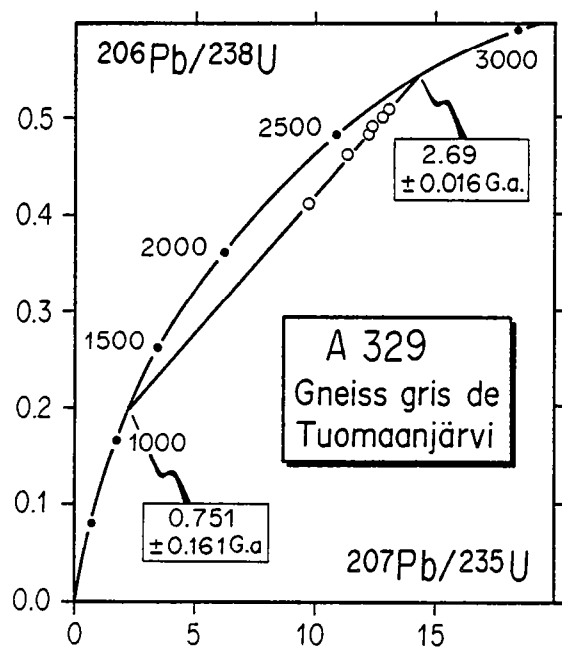


Fig. 6-8 : Diagramme U-Pb sur zircons dans les gneiss gris de Tuomaanjärvi (d'après Kouvo, 1964-1978 et Hyppönen, 1983).

6.23) Discussion.

Compte tenu de la gamme des erreurs analytiques, on peut considérer que les gneiss de type Naavala se sont mis en place avant ou pendant le dépôt du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi dont l'âge est de 2,65 G.a. (Vidal et al., 1980). Lorsque l'on confronte ces résultats aux données de terrain, (en particulier à l'existence de filons de roches basiques de la ceinture de roches vertes dans les gneiss de Naavala), on est amené à considérer que les gneiss sont indubitablement antérieurs aux roches vertes. Le fait que les différentes techniques analytiques radiochronologiques ne permettent pas de distinguer ces événements, indique que la mise en place des gneiss de Naavala et celle de la ceinture de roches vertes se sont produits dans un laps de temps très court, inférieur ou égal à la gamme des erreurs analytiques. Cette conclusion rejoint tout à fait celle déjà formulée par Vidal et al. (1980).

Les âges mesurés sur les gneiss de Naavala ($\sim 2,65$ G.a) sont différents de ceux des gneiss de Kivijärvi ($\sim 2,86$ G.a.). L'écart de plus de 0,20 G.a. est significatif et indique que les protolithes des gneiss se sont mis en place au moins en deux épisodes distincts. Une telle conclusion est en accord avec les résultats de l'analyse de terrain qui a montré, dans les gneiss de Kivijärvi l'existence d'un événement tectono-métamorphique ancien et inconnu dans les gneiss de Naavala. Il faut toutefois être prudent dans ce type d'interprétation. En effet, si les mesures présentées ici semblent indiquer l'existence de deux épisodes bien distincts, il reste encore à prouver que la coupure de 0,2 G.a. n'est pas due à une lacune d'échantillonnage. En d'autres termes, si ce travail a bien mis en évidence deux épisodes majeurs de formation de croûte continentale au Kainuu, il n'est par contre pas possible de dire si ce phénomène a été discontinu. Quoiqu'il en soit l'ensemble granito-gneissique a déjà vécu une longue histoire géologique avant la mise en place de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, et a donc pu, vis à vis de celles-ci, jouer le rôle de socle.

CHAPITRE 7

Les migmatites

Le but initial de ces mesures était de quantifier les perturbations apportées au système isotopique Rb-Sr par les processus de fusion partielle, et de voir si l'anatexie pouvait entacher d'erreur les âges obtenus à partir de roches peu migmatisées. A cette fin, deux ensembles migmatitiques ont été échantillonnés : (1) les migmatites de Kivijärvi et (2) les migmatites des gneiss de Kuusamonkylä.

7.1. Résultats analytiques.

7.1.1) Les migmatites de Kivijärvi.

Quatre échantillons de 15 à 25 kg de migmatites rubanées, ont été prélevés à Kivijärvi. L'un d'eux, H 339 a été broyé tel quel, les trois autres ont été sciés afin d'en extraire le leucosome et le mélanosome. De 300 à 600 gr de chacun des constituants ont été recueillis, le reste de la roche (12 à 23 kg) a été intégralement broyé dans les mêmes conditions que H 339.

Dans la suite de ce travail, cette masse résiduelle de 12 à 23 kg sera considérée comme représentative de la roche totale. Dans le cas de l'échantillon H 436, le leucosome, mince et plissé n'a pas pu être extrait. Les résultats des mesures figurent en annexe IIa.

Dans trois cas (H 436 - H 437 et H 438), des isochrones ont été calculées en utilisant les triplets leucosome - mélanosome - roche totale (Fig. 7-1). Les âges ainsi obtenus sont les suivants (Peucat et Martin, 1984) :

$$H\ 436 : 1,94 \pm 0,05\text{ G.a.} - I_{Sr} = 0,7080$$

$$H\ 437 : 1,91 \pm 0,05\text{ G.a.} - I_{Sr} = 0,7101$$

$$H\ 438 : 1,89 \pm 0,06\text{ G.a.} - I_{Sr} = 0,7114$$

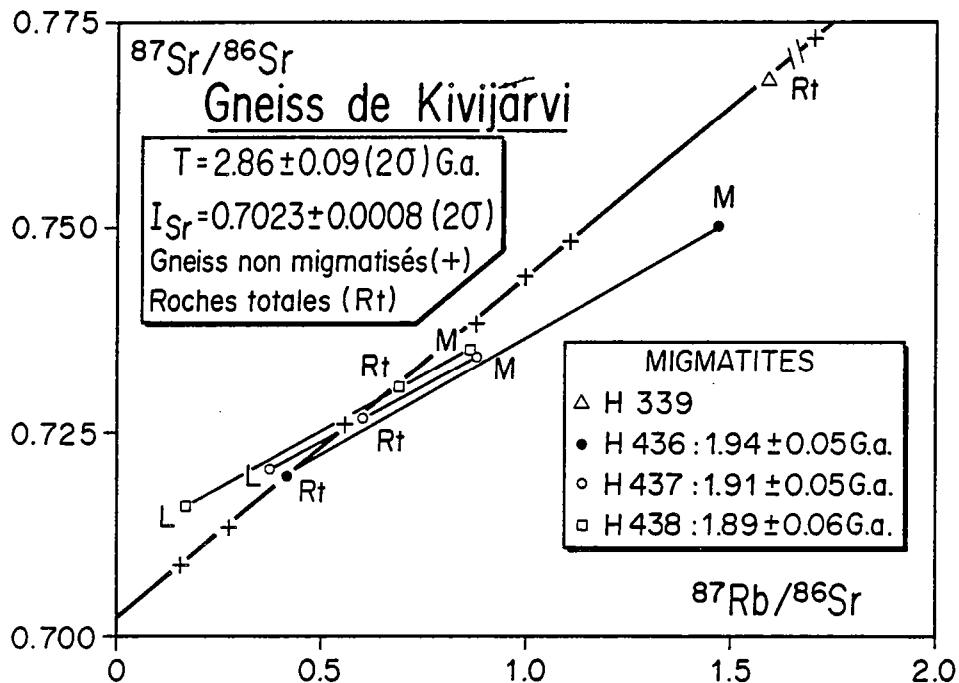


Fig. 7-1 : Diagramme Rb-Sr des gneiss et migmatites de Kivijärvi. Il permet de comparer l'âge isochrone obtenu à partir d'échantillons de gneiss non migmatisés à ceux calculés à partir des triplets leucosome - roche totale - mélanosome extrait des migmatites.

Ces âges, bien définis, dont la moyenne est 1,91 G.a., ne sont pas archéens mais protérozoïque inférieur; ils ne reflètent donc pas l'âge réel de l'anatexie. Il faut aussi noter que les quatre points représentant les "roches totales", se disposent sur l'isochrone à $2,86 \pm 0,09 \text{ G.a.}$ calculée à partir de gneiss non migmatisés.

7.12) Les migmatites de Kuusamonkylä.

Les difficultés d'extraction ont fait que seuls deux mélanosomes (H 407 et H 408) et un leucosome (H 412) ont pu être analysés (annexe IIa). Il faut noter que le mélanosome H 407 est très dilacéré et tend à se mélanger au leucosome. Il n'a donc pas été possible de calculer des âges pour chaque triplet, mais seulement un âge à l'aide des trois échantillons. (Fig. 7-2). Il s'agit en quelque sorte d'une isochrone composite. L'âge ainsi obtenu est de $1,99 \pm 0,20$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 11,8) avec un $I_{\text{Sr}} = 0,709 \pm 0,003$ (2 σ m). Ces résultats, significativement différents de l'âge de mise en place du protolithe des gneiss de Kuusamonkylä, $2,67 \pm 0,3 \text{ G.a.}$ indiquent ici aussi un âge protérozoïque inférieur qui, dans la gamme des erreurs analytiques, est identique à ceux obtenus sur les migmatites de Kivijärvi.

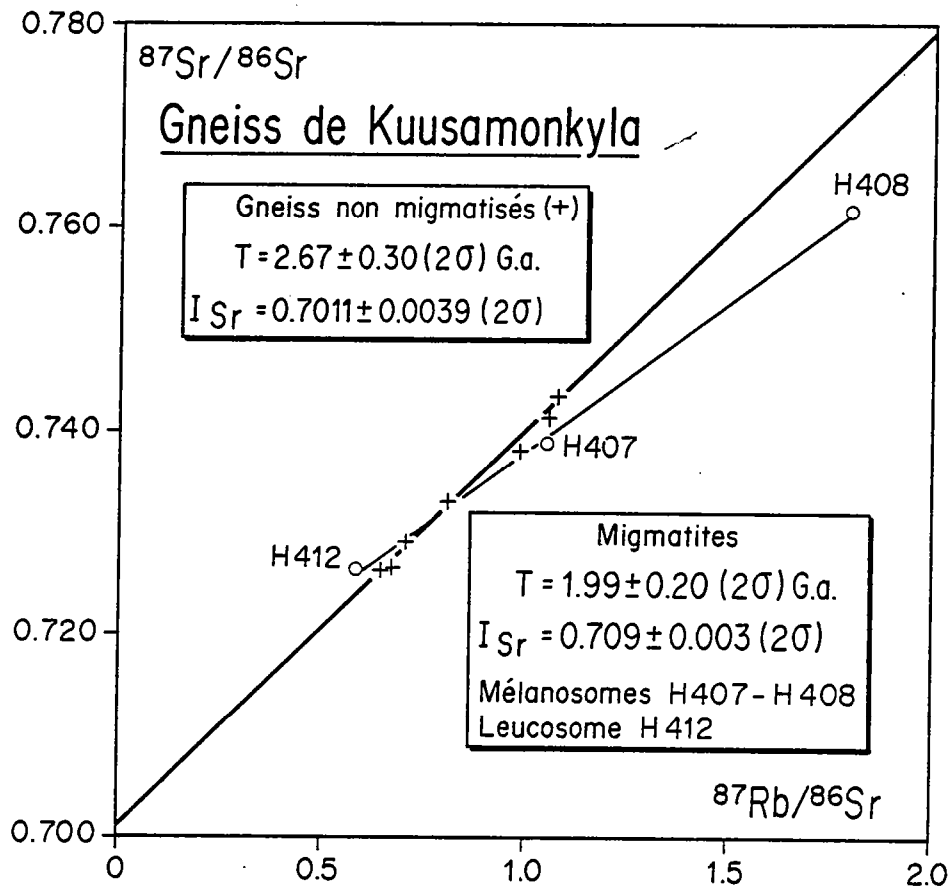


Fig. 7-2 : Diagramme Rb-Sr des gneiss et migmatites de Kuusamonkyla. Il permet de comparer l'âge isochrone obtenu à partir des échantillons de gneiss non migmatisés et ceux calculés à partir des constituants des migmatites (leucosome - mélanosome).

7.2. Autres Travaux.

Les seules autres données, concernant les migmatites, sont des mesures U-Pb sur zircon, mentionnées dans le rapports internes du service géologique de Finlande (Kouvo, 1964-1978). Les migmatites datées affleurent à Lylyvaara, à une vingtaine de kilomètres au Nord de Naavala. Le leucosome et la restite adjacente ont été étudiés séparément. Les zircons extraits de la restite s'alignent et donnent un intercept haut avec la concordia à $2,83 \pm 0,01 \text{ G.a.}$ (Fig. 7-3). Cet âge est typiquement celui des gneiss de type Kivijärvi et représente l'âge de mise en place du protolithe des gneiss de Lylyvaara, c'est à dire de la roche mère des restites.

Les leucosomes, quant à eux, définissent un âge (intercept haut) de $2,67 \pm 0,01 \text{ G.a.}$ qui doit être discuté, en effet si cet âge fixe bien l'âge maximal de la migmatisation, on ne peut pas exclure la possibilité d'entraînement mécanique de zircons de la restite dans le leucosome, ce qui aurait pour effet de vieillir l'âge apparent du leucosome. Toutefois, si un tel phénomène a réellement eu lieu, son influence n'a pas dû être très importante, car alors les points des leucosomes devraient se disperser entre une discordia à $2,83 \text{ G.a.}$ et la discordia correspondant à l'âge réel de l'anatexie. Quoiqu'il en soit il est très clair que les migmatites contiennent deux générations de zircons d'âges bien distincts.

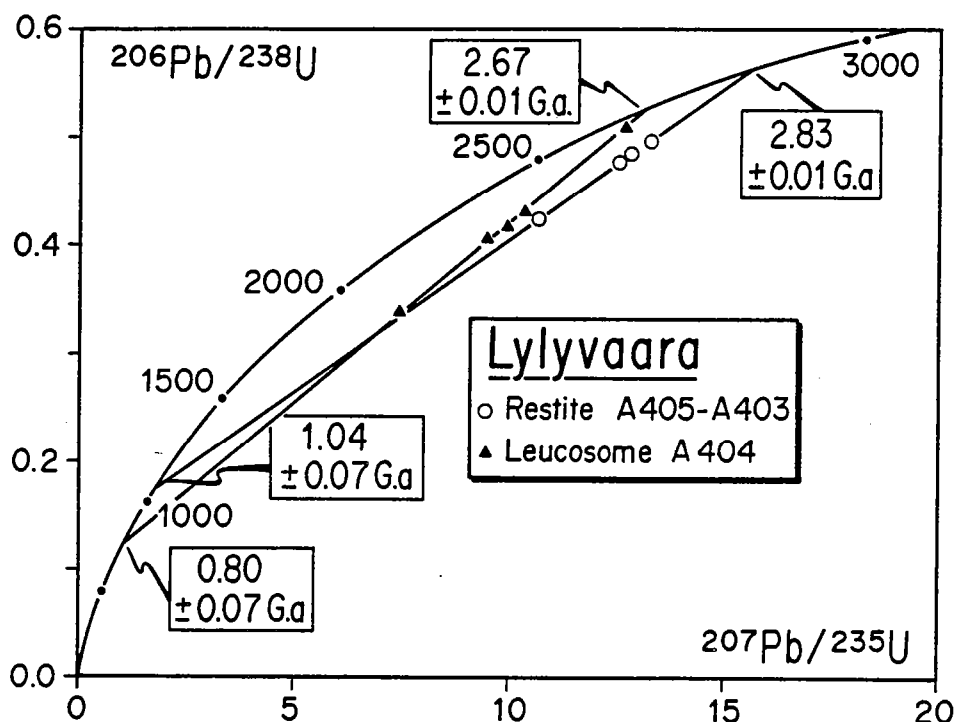


Fig. 7-3 : Diagramme U-Pb sur zircon des migmatites des gneiss gris à Lylyvaara d'après Kouvo, (1964-1978). Les zircons extraits des restites donnent un âge de $2,83 \pm 0,01$ G.a. analogue à celui de mise en place du protolithe des gneiss de Kivijärvi. Les leucosomes contiennent des zircons dont l'âge, significativement plus récent ($2,67 \pm 0,01$ G.a.), fixe l'âge maximal de la migmatisation.

7.3. Discussion.

Les données géologiques de terrain montrent que le dernier épisode de migmatisation s'est poursuivi jusqu'après la mise en place des gneiss de Naavala, et s'est arrêté avant la mise en place des granodiorites à phénocristaux, qui ne montrent aucune trace d'anatexie. En d'autres termes l'âge de la migmatisation est compris entre 2,65 G.a. (âge de la ceinture de roches vertes et des gneiss de Naavala) et 2,50 G.a. (âge des granodiorites à phénocristaux) (Vidal et al., 1980 ; Martin et al., 1983a ; Martin et Quéré, 1984).

L'âge obtenu sur les zircons des leucosomes 2,67 G.a., bien qu'un peu élevé est compatible avec les données de terrain, et ce d'autant plus qu'il s'agit là d'un âge maximal. C'est à dire, que si l'on tient compte d'une contamination même légère par la restite, l'âge réel des zircons se trouve dans l'intervalle 2,65 - 2,50 G.a.

Par contre, les âges Rb-Sr sur tranches de migmatites, qu'il s'agisse de celles de Kivijärvi (1,91 G.a.) ou de Kuusamonkylä (1,99 G.a.), sont nettement en dehors de la gamme des âges possibles pour l'anatexie. En aucun cas, ils ne peuvent représenter l'âge de la migmatisation, et ce d'autant moins que l'écart avec l'âge minimal de l'anatexie est considérable: de l'ordre de 0,6 G.a.

Des mesures Rb-Sr sur minéraux ont permis de calculer l'âge de paires minéral - roche totale (Tableau 7-1 et Annexe IIa).

Biotite	H 32	$1,75 \pm 0,02$	G.a.
	H 49	$1,73 \pm 0,02$	G.a.
	H 53	$1,74 \pm 0,02$	G.a.
	H 77	$1,73 \pm 0,02$	G.a.
Plagioclase	H 49	$2,4 \pm 0,3$	G.a.
	H 53	$2,07 \pm 0,06$	G.a.
	H 77	$1,99 \pm 0,04$	G.a.
Apatite	H 49	$2,30 \pm 0,04$	G.a.

Tabl. 7-1 : Ages Rb-Sr des minéraux extraits des gneiss gris de Kivijärvi.

Ces minéraux ont été extraits des gneiss de Kivijärvi non mobilisés et les résultats nécessitent deux remarques :

- (1) Les âges sur biotite, qui est le constituant essentiel des mélanosomes, se répartissent entre 1,73 et 1,75 G.a., corroborant ainsi les mesures de Kouvo et Tilton (1966) et Vidal et al. (1980). Ces âges systématiquement plus récents que ceux mesurés sur les tranches de migmatites, reflètent l'influence thermique de l'orogénèse svéco-karélienne. Cet événement enregistré par les biotites pourrait très bien être celui du métamorphisme thermique, acinématique, qui a donné aux gneiss gris, leur texture granoblastique polygonale.
- (2) Le plagioclase qui est le constituant principal du leucosome, contient très peu de Sr radiogénique (ainsi d'ailleurs que l'apatite). Exception faite de H 49, dont la position près de l'isochrone de référence à 2,86 G.a. explique l'erreur importante sur l'âge, les plagioclases sont anciens d'à peu près 2,0 G.a. Ils se situent donc entre l'isochrone à 2,86 G.a. et celle définie par chaque couple biotite - roche totale (1,73 G.a.). Ce comportement du plagioclase conditionne fortement la constitution isotopique du leucosome. En effet, le caractère faiblement radiogénique du plagioclase et donc du leucosome, fait que, dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ le point le représentant se situe au dessous de l'isochrone définie par la paire biotite - roche totale et donc accroît l'âge calculé à l'aide des triplets leucosome - mélanosome - roche totale (Fig. 7-4). Ceci explique que les âges mesurés sur les triplets ($\sim 1,91$ G.a) soient intermédiaires entre ceux des plagioclases ($\sim 2,0$ G.a) et ceux des biotites ($\sim 1,73$ G.a).

Cet exemple est en tout point analogue à celui du massif de Saint-Malo où l'on a une série migmatitique paradérivée allant des métatexites aux granites d'anatexie (Brun et Martin, 1977 ; Martin, 1980). Peucat (1980) et Peucat et Martin (1984) ont montré que les âges obtenus sur triplets étaient uniquement contrôlés par l'âge apparent des minéraux qui constituent les différentes tranches de migmatites (Fig. 7-5). Chaque ensemble, leucosome ou mélanosome, est composé de proportions diverses de minéraux dont les âges apparents sont différents. Aussi l'âge isochrone des triplets n'est en fait que le résultat d'une moyenne dans des proportions "modales" des âges des différents minéraux (couple minéral - roche totale) présents dans la roche. De

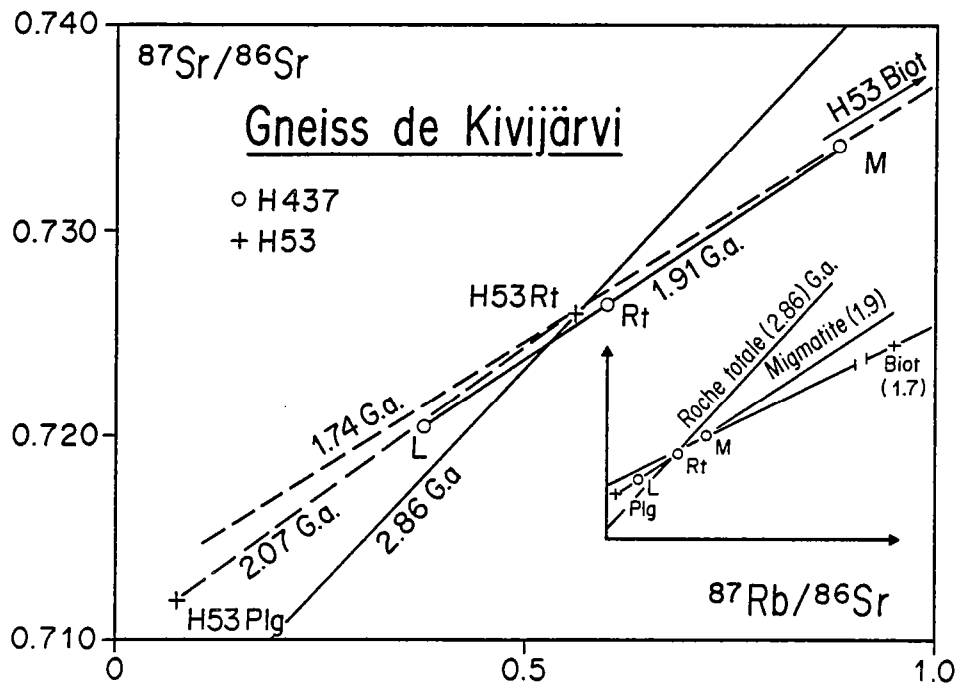


Fig. 7-4 : Diagramme Rb-Sr des migmatites de Kivijärvi montrant l'influence des phases minérales principales constituant le leucosome et le mélanosome, sur l'âge isochrone calculé à partir des triplets (leucosome - roche totale - mélanosome).

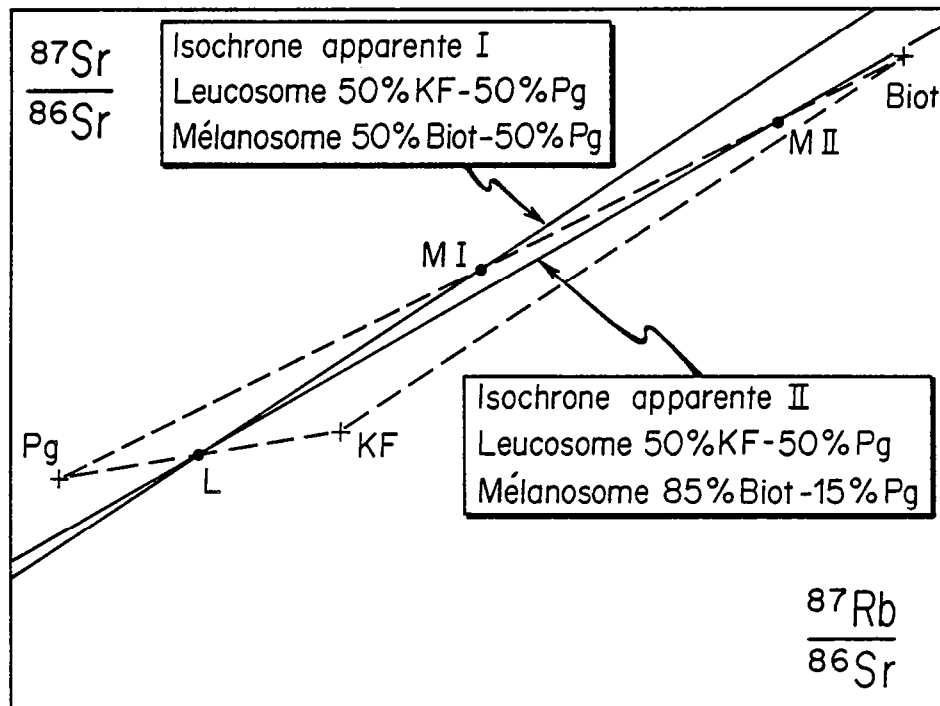


Fig. 7-5 : Diagramme Rb-Sr montrant que l'âge apparent des triplets est uniquement une moyenne pondérée des âges des différents minéraux constituant chaque tranche de migmatite.

tels âges sont donc dépourvus de toute signification géologique. Ceci veut dire qu'après la migmatisation, les systèmes thermodynamiques, représentés par les leucosomes et les mélanosomes se sont comportés en systèmes ouverts au cours des événements thermiques ultérieurs (ici svéco-karéliens).

Une autre conclusion intéressante de ce travail est que les échantillons de roche totale de migmatite se placent parfaitement sur l'isochrone à $2,86 \pm 0,09$ G.a. définie à partir de 7 échantillons de gneiss de Kivijärvi non migmatisés. Si l'on effectue à nouveau les calculs à partir de ces (7 + 4) échantillons l'âge obtenu est de $2,85 \pm 0,07$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 3,9) avec $I_{Sr} = 0,7023 \pm 0,0005$ (2 σ m). Cet âge est statistiquement identique à celui calculé à partir des 7 gneiss non migmatisés. Ceci signifie que, dans cet exemple, les systèmes de roche totale de 15 à 25 kg, peuvent être considérés comme étant restés clos depuis 2,86 G.a. En d'autres termes, le choix de petits échantillons de roche totale de migmatite, aura pour conséquence que les points les représentant se situeront quelque part sur les isochrones définies par les paires leucosome - mélanosome. La position actuelle de tels points dans un diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr = f(^{87}Rb/^{86}Sr)$ est uniquement fonction des proportions volumiques relatives de leucosome et de mélanosome dans l'échantillon.

Ce type de comportement pourrait très bien expliquer que dans l'exemple des gneiss de Kuusamonkylä, où les échantillons n'étaient que de 3 à 5 kg, on observe une dispersion des points (Fig. 6-6). Les échantillons légèrement migmatisés (H 395 et H 405), étaient alors trop petits pour être réellement représentatifs de la composition isotopique de la roche totale et, à cette échelle ils se sont comportés en système ouvert.

Il faut enfin noter que les processus mis ici en évidence ne sont pas propres à l'anatexie mais peuvent à priori se produire dans toutes les roches formées par mélange de deux ou de plusieurs constituants, ceci d'autant plus que le comportement isotopique de ces constituants sera contrasté.

CHAPITRE 8

La ceinture de roches vertes

La ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est constituée de trois grands ensembles lithologiques.

- (1) Un cycle volcanique, basique et ultrabasique d'affinités tholéiitique et komatiitique.
- (2) Des sédiments.
- (3) Un cycle volcanique calco-alcalin acide et intermédiaire.

Rappelons brièvement que si tous les auteurs s'accordent sur cette subdivision, ils ne s'accordent pas sur la succession stratigraphique des deux cycles volcaniques.

1 - L'équipe finlandaise de l'Université d'Oulu, considère que les volcanites acides et intermédiaires, et en particulier celles de la région de Luoma au Nord de Suomussalmi, sont les restes d'un cycle volcanique ancien, antérieur à la mise en place des roches basiques et ultrabasiques (Taipale et al., 1980). Pour ces auteurs, ces roches sont les plus anciennes de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Leur argumentation repose principalement sur une mesure effectuée sur un échantillon de galène extrait d'arkoses supposées provenir de l'érosion et de l'altération des volcanites acides et intermédiaires. L'âge ainsi obtenu est de 2,965 G.a. (Kouvo, 1965 ; Taipale et al., 1980).

2 - Pour l'équipe bretonne de l'Université de Rennes, les volcanites acides et intermédiaires constituent la partie supérieure de l'édifice volcanique de la ceinture de roches vertes. Ses arguments sont d'ordre géologique et géochronologique (Blais et al., 1977a, 1977b; Bertrand et al., 1978 ; Jahn et al., 1980 ; Vidal et al., 1980 ; Martin et Quérré, 1984). Cette vision de la chronologie des événements volcaniques est partagée par quelques auteurs finlandais (Gääl et al., 1976, 1978 ; Gääl, 1982). Lobach-Zhuckenko et al. (1976) aboutissent à la même

conclusion en ce qui concerne les ceinture de roches vertes de Karélie soviétique.

C'est afin d'essayer de trancher ce débat que j'ai entrepris l'analyse Rb-Sr des volcanites acides de la région de Luoma.

8.1. Résultats analytiques.

Cinq échantillons de volcanites acides et intermédiaires ont été sélectionnés afin d'obtenir un étalement maximal des rapport Rb/Sr. Les résultats des mesures figurent dans l'annexe IIa. Les cinq points s'alignent et définissent une isochrone statistiquement vraie (Fig. 8-1) dont l'âge est de $2,50 \pm 0,10$ (2 σ) G.a. (M.S.W.D. = 1,16) avec un $I_{Sr} = 0,7050 \pm 0,0004$ (2 σ). L'erreur sur l'âge est relativement importante (0,10 G.a). Elle semble être due au faible étalement des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,12 à 0,58), plutôt qu'à une réelle dispersion des points; ceci est confirmé par la faible valeur de l'indice de déviation pondérée (1,16) ainsi que par la faible erreur (2 σ) sur le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial (0,0004).

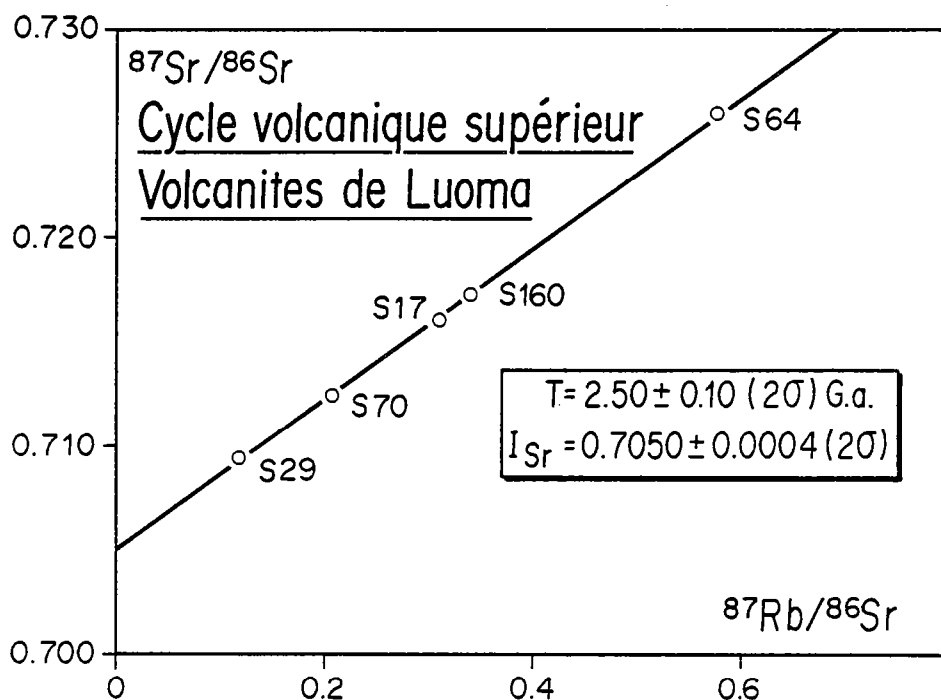


Fig. 8-1 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des volcanites acides de Luoma.

8.2. Autres Travaux.

L'étude chronologique du volcanisme de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi a fait l'objet de deux types de démarches différents :

- (1) Une approche indirecte consistant à établir l'âge minimal de la ceinture en datant les granodiorites à phénocristaux intrusives dans celle-ci. Il s'agit d'âges U-Pb sur zircon, les mesures, effectuées par Kouvo, ont été publiées par Taipale et al., (1980) et Hyppönen (1983). Tous les résultats sont voisins de 2,7 G.a. et semblent indiquer que la ceinture de roches vertes est plus ancienne que 2,7 G.a. Toutefois, ces âges sur zircon ne correspondent probablement pas à l'âge réel de mise en place des granodiorites à phénocristaux.

Comme le signale Hyppönen (1983) et comme l'ont montré Bibikova et Tugarinov (1975) en Karélie soviétique, les zircons possèdent des coeurs hérités et l'âge mesuré serait alors intermédiaire entre celui du zircon hérité et celui de la cristallisation de la granodiorite à phénocristaux. Ces données sont aussi compatibles avec l'hypothèse envisagée afin de rendre compte de la genèse des magmas granodioritiques (Martin et al., 1983b, 1984). Ces points seront discutés plus en détail lorsque j'envisagerai l'étude géochronologique des granodiorites à phénocristaux.

- (2) Une approche directe. Elle n'a été envisagée que par Vidal et al. (1980) qui ont analysé cinq échantillons de komatiites et tholéiites et trois échantillons de rhyolites et andésites, par la méthode du plomb commun. L'âge calculé à l'aide de ces 8 roches est de $2,66 \pm 0,04$ (2 σ) G.a. (M.S.W.D. = 0,85) avec une valeur de $\mu_1 = 8,05$, c'est à dire typiquement mantellique. Les mesures Rb-Sr faites par ces mêmes auteurs sur 5 volcanites acides ne permettent aucune interprétation; elles se dispersent largement autour d'une isochrone de référence à 2,65 G.a. Cette dispersion peut, peut-être, s'expliquer par le fait que ces roches ont été prélevées en différents points de la ceinture et ne sont pas rigoureusement de même âge ou co-génétiques.

8.3. Discussion.

8.31) Le cycle volcanique basique et ultrabasique.

Les seules mesures faites sur ces matériaux l'ont été par Vidal et al. (1980). Si on recalcule l'âge défini par les seules komatiites (3 échantillons) et tholéiites (2 échantillons), on obtient une isochrone statistiquement vraie à $2,65 \pm 0,10$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 0,89) (Fig. 8-2). Cet âge est compatible avec ceux obtenus (1) sur les gneiss de type Naavala (2,65 ; 2,67 et 2,69 G.a) qui sont recoupés par des filons de roches basiques liés à la ceinture de roches vertes et (2) sur les granodiorites à phénocristaux (\sim 2,50 G.a.) qui sont intrusives dans la ceinture (Martin et al., 1983a ; Martin et Quérré, 1984). Enfin, il faut noter qu'une roche basique de la ceinture de roches vertes (S 63) se place sur une isochrone de référence à 2,65 G.a., dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$ avec $I_{\text{Nd}} = 0,50925$ (Fig. 6-5). Pour toutes ces raisons l'âge du cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi peut être considéré comme établi à $2,65 \pm 0,10$ G.a.

8.32) Le cycle volcanique acide et intermédiaire.

L'âge Rb-Sr obtenu sur les volcanites de Luoma indique que celles-ci sont plus récentes que le cycle volcanique basique et ultrabasique. Plusieurs arguments, tant de terrain que géochronologiques, viennent à l'appui de cette affirmation.

- (1) Les composants détritiques des méta-sédiments associés à ces volcanites ont une origine mixte. Certains proviennent du socle granito-gneissique, d'autres des constituants basiques de la ceinture de roches vertes (Blais et al., 1977a ; Bertrand et al., 1978). En conséquence, les tholéiites et les komatiites se sont mises en place avant le dépôt des sédiments et donc avant les volcanites acides et intermédiaires de Luoma.
- (2) Vidal et al. (1980) ont analysé une galène provenant des volcanites de Luoma (79-226). Dans le même article ils reportent les résultats obtenus par Kouvo (1965) sur une autre galène de la même formation (G-33). Ces deux galènes se placent près de l'isochrone composite à 2,65 G.a. et sont en assez bonne concordance avec le rapport isotopique initial calculé dans le cas d'un modèle à deux stades, ce qui, selon Vidal et al. (1980) corrobore l'âge à 2,65 G.a. de l'ensemble des formations de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

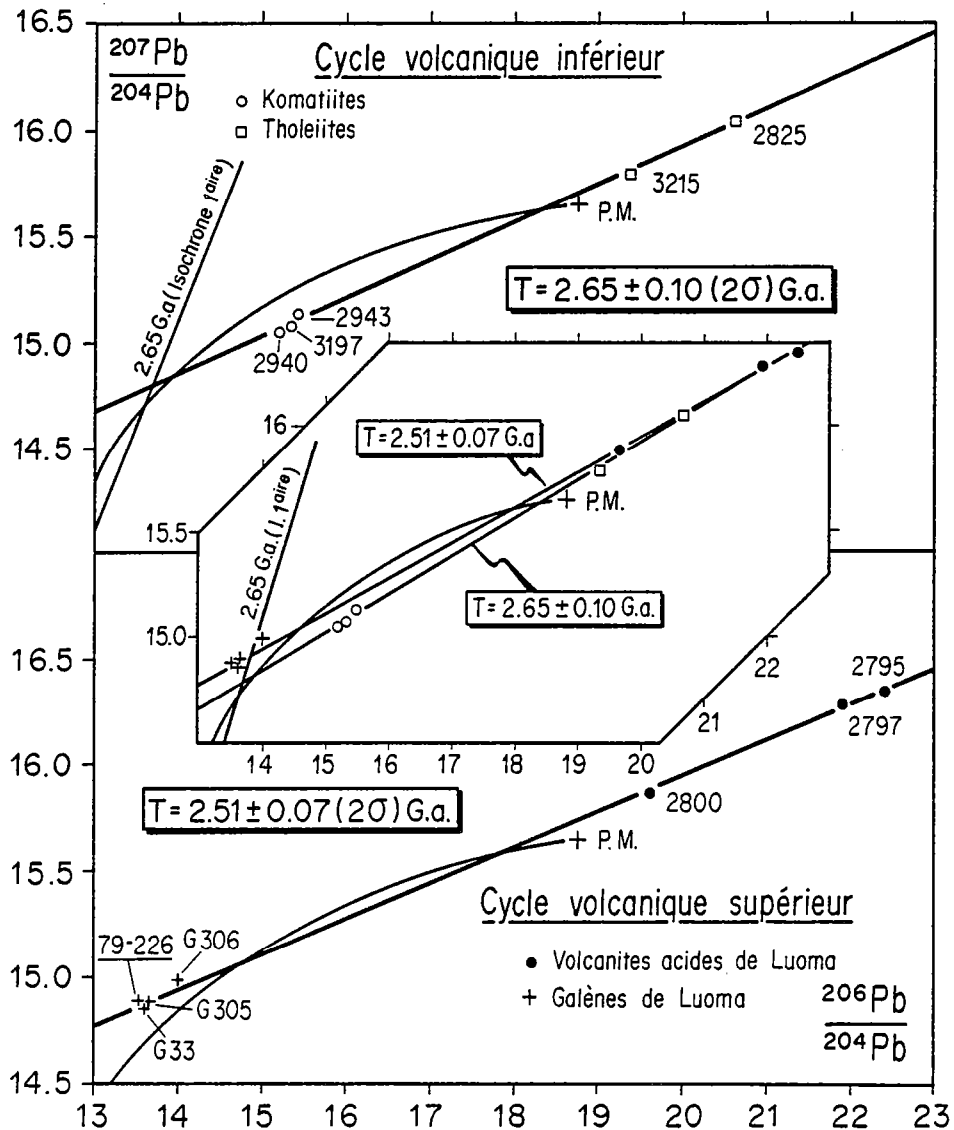


Fig. 8-2 : Diagramme $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = f(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})$, pour les roches basiques et ultrabasiques du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (en haut), et pour les roches intermédiaires et acides du cycle volcanique supérieur (en bas).

Les données Rb-Sr, présentées ici, donnent un âge de $2,50 \pm 0,10 \text{ G.a.}$, résultat significativement différent de celui de 2,65 G.a. obtenu par Vidal et al. (1980). Cette différence n'est pas surprenante dans la mesure où l'isochrone calculée par Vidal et al. (1980) est une isochrone composite sur laquelle figurent à la fois : le socle granito-gneissique, les tholéiites, les komatiites, les volcanites acides, les granodiorites à phénocristaux et les granites roses. En d'autres termes l'âge ainsi obtenu pourrait être considéré comme un âge moyen des terrains archéens du Kainuu.

Si l'on calcule l'âge Plomb commun en utilisant :

- (1) les 3 volcanites acides et intermédiaires (Vidal et al., 1980),
 - (2) les 4 échantillons de galène (G 33, G 305, G 306, 79-226) (Vidal et al., 1980 ; Vaasjoki, 1981)
- qui sont très peu radiogéniques et peuvent donc être supposés proches des rapports isotopiques initiaux du plomb; on obtient ainsi un âge de $2,51 \pm 0,07$ (2 σ m). G.a. (M.S.W.D. = 0,7) (Fig. 8-2) qui est (1) en parfait accord avec l'âge Rb-Sr ($2,50 \pm 0,1$ G.a.), (2) significativement différent de l'âge à 2,65 G.a. mesuré sur les tholéiites et les komatiites.

Ces résultats permettent, sans aucune ambiguïté, de confirmer la chronologie relative établie par l'équipe de Rennes :

- (1) un cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique dont l'âge est de 2,65 G.a.
- (2) un cycle volcanique supérieur acide et intermédiaire dont l'âge est de 2,50 G.a.

Enfin, il faut noter que les I_{Sr} des volcanites de Luoma ($0,7050 \pm 0,0004$ (2 σ m)), sont nettement plus élevés que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ du manteau à la même époque. Ils indiquent donc la participation de composants crustaux anciens dans le genèse des rhyolites et andésites de Luoma.

CHAPITRE 9

Les magmatismes tardifs

9.1. Les granodiorites à phénocristaux.

Ces granodiorites, qui affleurent sous forme de massifs intrusifs dans la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, ont été l'objet de nombreuses analyses radiométriques. L'étude Rb-Sr systématique de ces intrusions a été entreprise :

- (1) sur des granodiorites homogènes, intrusives dans la ceinture de roches vertes à Arola, Suomussalmi et Kaapinsalmi.
- (2) sur une granodiorite extrêmement riche en enclaves mélanocrates de toutes tailles et qui affleure à Ypykkävaara.
- (3) sur une granodiorite à phénocristaux qui apparaît en galets dans un conglomérat reposant en discordance sur les roches basiques du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes, à Kide.

9.11). Résultats analytiques.

9.111) Granodiorite à phénocristaux d'Arola.

Neuf échantillons de granodiorite à phénocristaux ont été prélevés au contact même de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, près d'Arola. Les résultats sont donnés en annexe IIa. Les mesures définissent une isochrone statistiquement vraie dont l'âge est de $2,50 \pm 0,07$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 3,4) avec un I_{Sr} de $0,703 \pm 0,0006$ (2 σ m) (Fig. 9-1) (Martin et Quérré, 1984). Un échantillon, G 149, semble s'écarter significativement de l'isochrone. Si l'on effectue les calculs en en faisant abstraction, l'âge devient $2,53 \pm 0,06$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D.=1,87) avec $I_{Sr} = 0,7029 \pm 0,0005$ -2 σ m). La seule différence sensible entre les deux résultats, porte sur

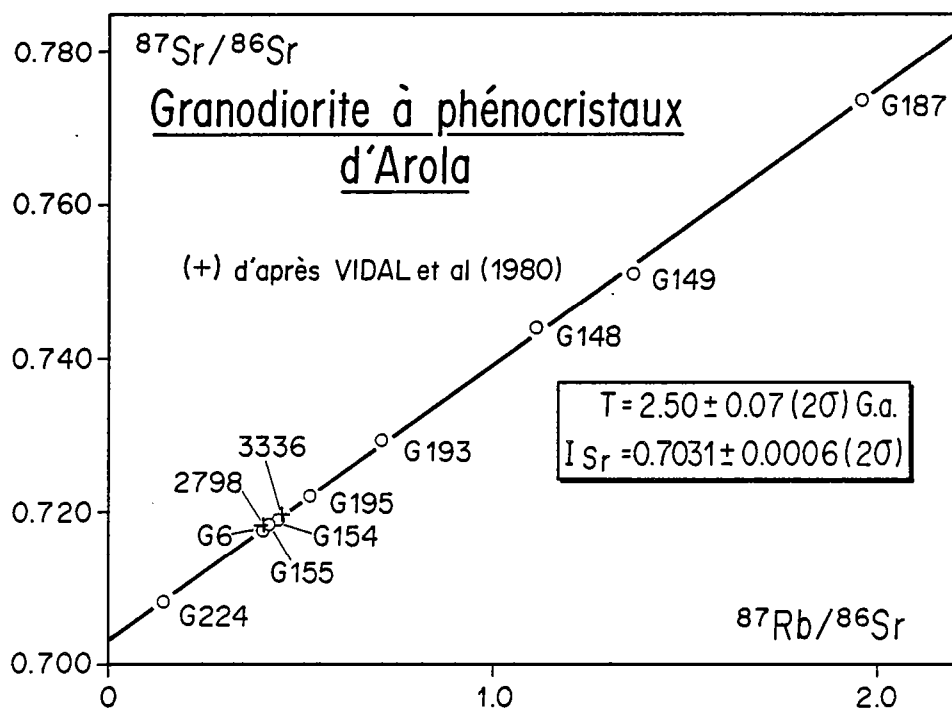


Fig. 9-1 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des granodiorites à phénocristaux d'Arola.

valeur de l'indice de déviation pondérée qui passe de 3,4 à 1,87. Ceci signifie qu'avec ou sans G 149, l'isochrone est bien définie, et que cet échantillon ne contribue qu'à accentuer la dispersion des points.

Deux autres échantillons de la même granodiorite (2798 et 3336) avaient été analysés par Vidal et al. (1980). Les deux points avaient été reportés dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ avec des granodiorites provenant d'autres massifs. L'absence d'alignement des points a conduit les auteurs à considérer que les différents massifs n'étaient probablement pas cogénétiques. Lorsque 2798 et 3335 sont pris en compte avec les nouvelles données présentées ici, l'âge devient $2,50 \pm 0,06$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 2,9) avec $I_{\text{Sr}} = 0,7030 \pm 0,0005$ (2 σ m) (Fig. 9-1). Ceci confirme, s'il en est besoin, les résultats obtenus dans ce travail.

9.112) Granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi.

Six échantillons ont été prélevés à proximité du pont qui relie Suomussalmi à Ammänsaari. Parmi ceux-ci, H 60 et H 62 correspondent à un faciès leucocrate. Les mesures répertoriées en annexe IIa et figurées Fig. 9-2, montrent que l'âge de ce massif est de $2,51 \pm 0,11$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 4,2) avec $I_{\text{Sr}} = 0,7049 \pm 0,0008$ (2 σ m) (Martin et al., 1983a).

Vidal et al. (1980) avaient analysé 4 échantillons de cette même granodiorite. Suivant en cela Blais et al. (1977a) et Bertrand et al. (1978), ils considéraient la granodiorite de Suomussalmi, comme un constituant du socle granito-gneissique. Pour cette raison, les quatre roches nommées "orthogneiss" dans leur article (cercles pleins fig. 7) ont été utilisées

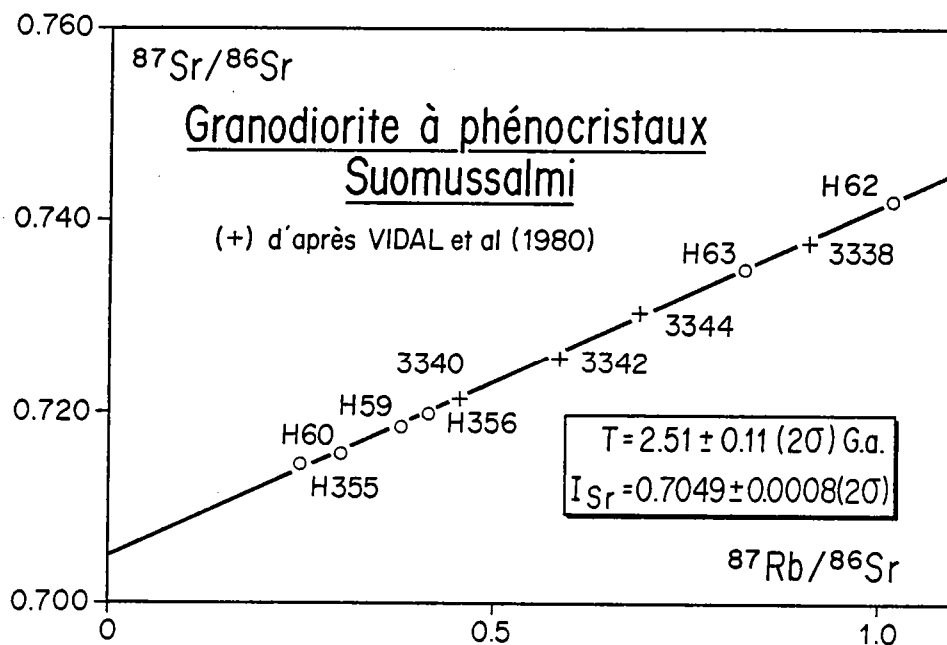


Fig. 9-2 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) de la granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi.

avec des gneiss de Naavala, des pegmatites et des aplites afin de calculer une isochrone composite. La figure 9-2, montre que leurs quatre points se disposent parfaitement sur l'isochrone définie par les six autres échantillons. L'âge calculé à l'aide de ces (6+4) points est de $2,505 \pm 0,070$ G.a. alors que les valeurs de I_{Sr} demeurent inchangées ($0,7049 \pm 0,0005$).

9.113) Granodiorite de Kaapinsalmi.

Il s'agit d'une granodiorite à rares phénocristaux de feldspath potassique qui recoupe la ceinture de roches vertes. Elle affleure sur la rive nord-ouest du lac de Kiantajärvi près du détroit de Kaapinsalmi à environ six kilomètres au Sud des volcanites acides de Luoma. Cinq échantillons ont été analysés (annexe IIa), qui malheureusement présentent un très faible étalement des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (de 0,178 à 0,310). Néanmoins, ces points s'alignent dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ et définissent une isochrone statistiquement vraie, dont l'âge est de $2,55 \pm 0,25$ (2 σ) G.a. (M.S.W.D. = 1,5) et le I_{Sr} de $0,704 \pm 0,001$ (2 σ) (Fig.9-3). L'âge ainsi obtenu est entaché d'une erreur relative importante ($\sim 10\%$) imputable au faible étalement des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Cette conclusion est corroborée par la faible valeur de l'indice de déviation pondérée (1,5).

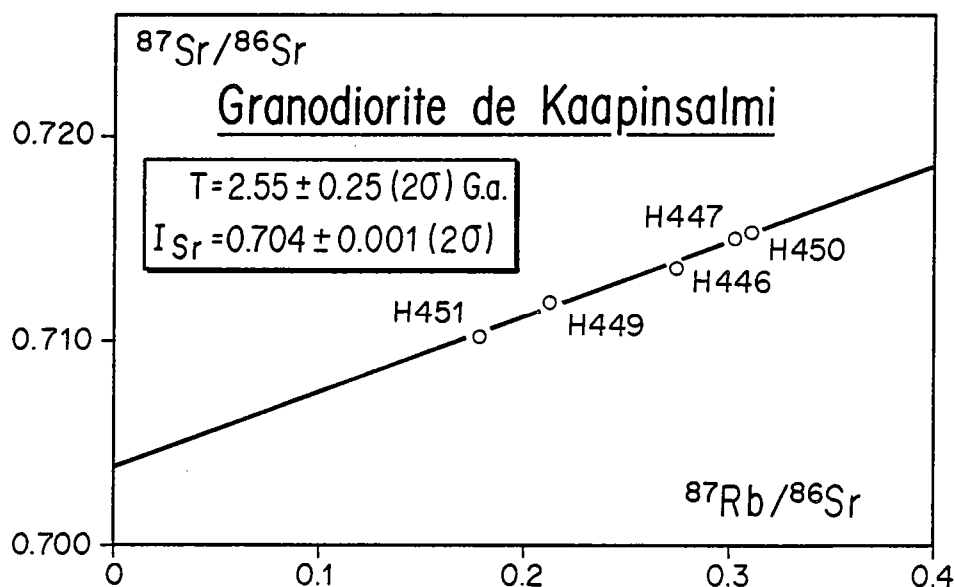


Fig. 9-3 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des granodiorites de Kaapinsalmi.

9.114) Granodiorite d'Ypykkävaara.

Ce petit massif est extrêmement riche en enclaves mélanocrates, parfois intimement mélangées à la masse de la granodiorite à phénocristaux. J'ai sélectionné 3 échantillons de granodiorite aussi purs que possible (H 397 - H 399 - H 402) ainsi que 3 échantillons d'enclaves (H 398 - H 400 - H 401) (annexe IIa). Tous ces points se dispersent dans un diagramme isochrone Rb-Sr (Fig. 9-4). Toutefois, une observation attentive du graphe montre que les 2 ensembles de points semblent obéir à des lois différentes.

- (1) Les échantillons de granodiorite se disposent sur une isochrone de référence à 2,5 G.a. en supposant un $I_{\text{Sr}} = 0,704$. Ces valeurs sont celles couramment obtenues pour les autres granodiorites à phénocristaux (Arola, Suomussalmi, Kaapinsalmi); ce qui indique que la nature et l'âge de la granodiorite de Ypykkävaara ne sont probablement pas différents de ceux des autres granodiorites à phénocristaux.

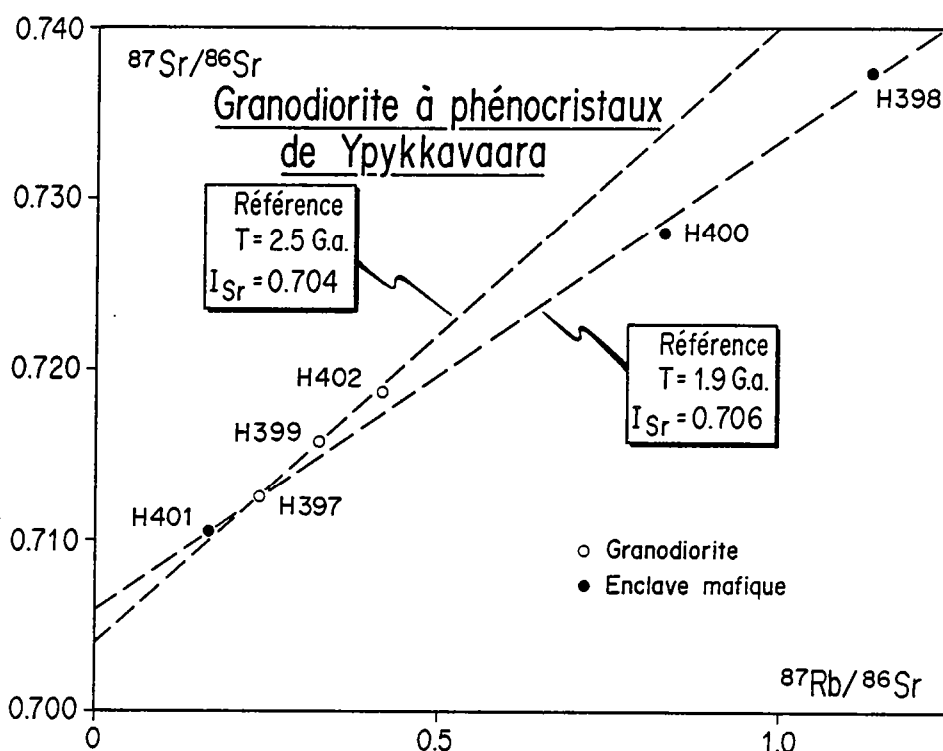


Fig. 9-4 : Diagramme Rb-Sr de la granodiorite à phénocristaux d'Ypykkävaara et de ses enclaves basiques.

- (2) Les échantillons d'enclaves se regroupent autour d'une droite de référence à 1,9 G.a. dont l'ordonnée à l'origine est 0,706. Cet âge est semblable à ceux obtenus à partir des triplets (leucosome - mélanosome - roche totale) des migmatites de Kivijärvi et de Kuusamonkylä. Ceci montre que, à l'échelle des échantillons prélevés le couple "enclave - roche totale" s'est comporté en système thermodynamique ouvert, au cours de l'épisode métamorphique svéco-karélien. Le processus mis en cause pourrait être analogue à celui décrit dans le cas des migmatites du socle granito-gneissique.

9.115) Granodiorite en galets dans le conglomérat de Kide.

Six galets de granodiorite à phénocristaux ont été échantillonnés à Kide à environ 12 km au Sud-Ouest de Kuhmo (annexe IIa). Les points définissent une erreurchrone probable dont l'âge est de $1,93 \pm 0,26$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 69,5) avec $I_{\text{Sr}} = 0,706 \pm 0,03$ (2 σ m) (Fig. 9-5). L'indice de déviation pondérée (69,5) exprime la très grande dispersion des points, dont la cause peut résider dans le fait que les différents galets proviennent de plusieurs massifs de granodiorites non cogénétiques. Cependant, l'alignement approximatif des points se fait autour d'une droite dont l'âge (1,9 G.a.) n'est pas, dans la région dépourvu de signification géologique. Il s'agit de l'événement métamorphique svéco-karélien; les galets de granodiorite, et en particulier ceux de petite taille, se seraient alors comportés en système thermodynamique ouvert.

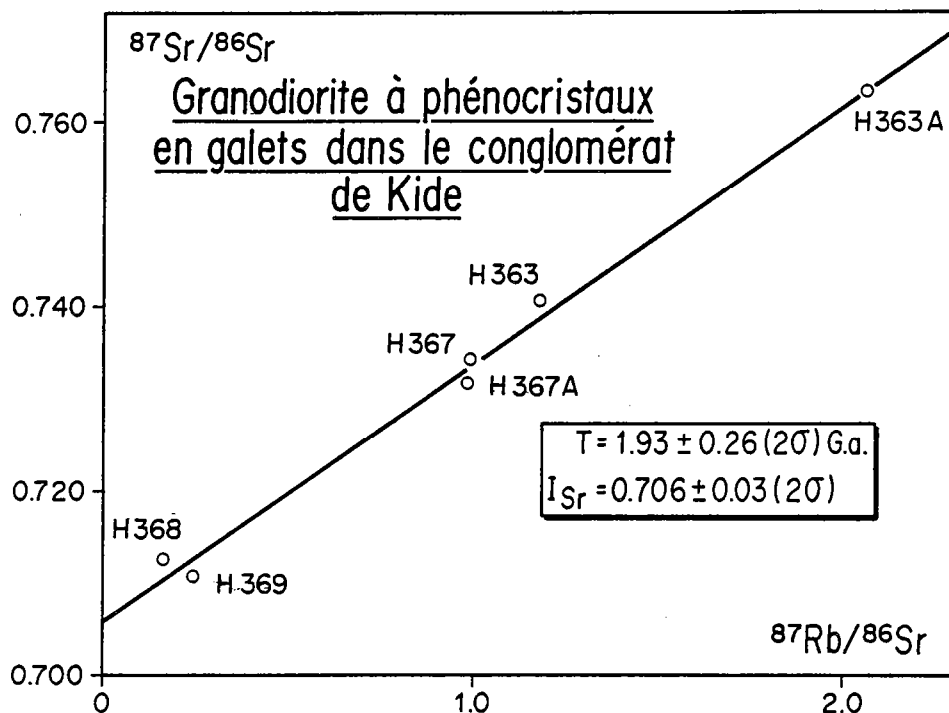


Fig. 9-5 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des granodiorites à phénocristaux en galets dans le conglomérat de Kide.

9.12) Autres Travaux.

J'ai déjà parlé des mesures Rb-Sr effectuées par Vidal et al. (1980) sur les granodiorites à phénocristaux d'Arola et de Suomussalmi. Ces auteurs ont aussi appliqué la méthode du plomb commun aux mêmes roches. Les points, reportés dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, se répartissent aux abords de l'isochrone composite à 2,65 G.a. Pour cette raison, ils affirment que l'ensemble des formations archéennes du Kainuu (socle - ceinture - granodiorites et granites) s'est formé dans un intervalle de temps très court, inférieur à celui de la gamme des erreurs analytiques.

Toutefois, la figure 9-6 montre que si les roches analysées par Vidal et al. (1980) se placent bien aux abords d'une droite à 2,65 G.a., elles sont aussi bien, sinon mieux ajustées à une isochrone de référence à 2,50 G.a., telle celle définie par les galènes et les roches totales des volcanites de Luoma. L'indétermination (2,65 ou 2,50 G.a.) est due, en partie au moins, au fait que certains points se placent dans la zone de convergence des deux isochrones de référence et peuvent, de la sorte, appartenir aussi bien à l'une qu'à l'autre de ces droites. S'il faut se garder de conclure que l'âge de 2,50 G.a. des granodiorites est démontré, il reste que ces mesures, ne sont pas incompatibles avec un âge de 2,50 G.a. Quoiqu'il en soit, les points se situent au dessus de l'isochrone à 2,65 G.a. qui est donc un âge maximum pour les granodiorites à phénocristaux.

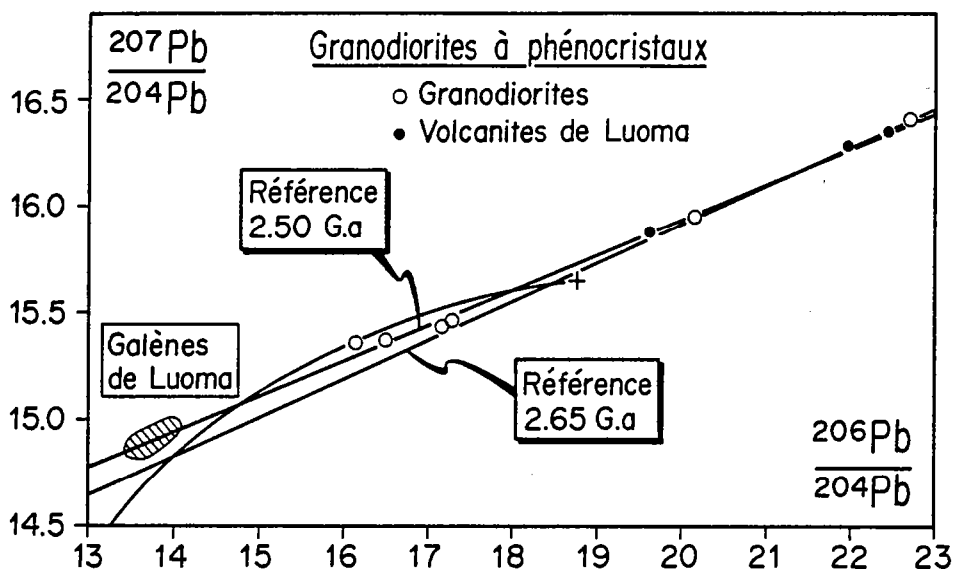


Fig. 9-6 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ pour les granodiorites à phénocristaux et les volcanites acides de Luoma (d'après Vidal et al., 1980).

De très nombreuses mesures U-Pb sur zircons ont été réalisées sur les mêmes roches par Kouvo (1964-1978), Kouvo et Tilton (1966) et Hyppönen (1983). Trois granodiorites (Harmajoki à 10 km au Sud d'Arola, Koivuletho et Kaapinsalmi), reportées dans des diagrammes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ (Fig. 9-7) définissent des droites dont les intercepts hauts avec la concordia se font au voisinage de 2,7 G.a. (respectivement 2,738 ; 2,734 ; 2,703 G.a.).

Un quatrième échantillon provient de la granodiorite contenue en galets dans le conglomérat de Kide. L'âge des zircons extraits des galets est de 2,59 G.a. Il est plus récent que ceux obtenus sur les autres granodiorites, et s'accorde mieux avec les résultats Rb-Sr.

Il faut enfin mentionner les travaux de Patchett et al. (1981), qui ont analysé les isotopes de Hf dans l'échantillon A 28 (granodiorite de Kaapinsalmi) ainsi que dans les zircons qu'ils en ont extraits. Ils ont calculé un âge de $2,6 \pm 0,4$ G.a. à partir de ces deux points, âge qui est tout à fait cohérent avec l'âge Rb-Sr mesuré sur la même roche ($2,55 \pm 0,25$ G.a.).

9.13) Discussion.

La première remarque qui s'impose lorsqu'on analyse l'ensemble des données radiochronologiques disponibles sur les granodiorites à phénocristaux est le bon regroupement des âges. Cependant, la valeur autour de laquelle s'opère ce regroupement n'est pas la même selon la technique analytique utilisée :

- ~ 2,70 G.a. pour la méthode U-Pb sur zircon
- ~ 2,50 G.a. pour la méthode Rb-Sr sur roche totale

Les âges Rb-Sr "jeunes" peuvent faire penser que ce système isotopique s'est comporté en système ouvert au cours d'un épisode métamorphique, et que les âges ainsi calculés ne sont pas ceux de la mise en place des granodiorites à phénocristaux. Cette hypothèse me semble être hautement improbable car :

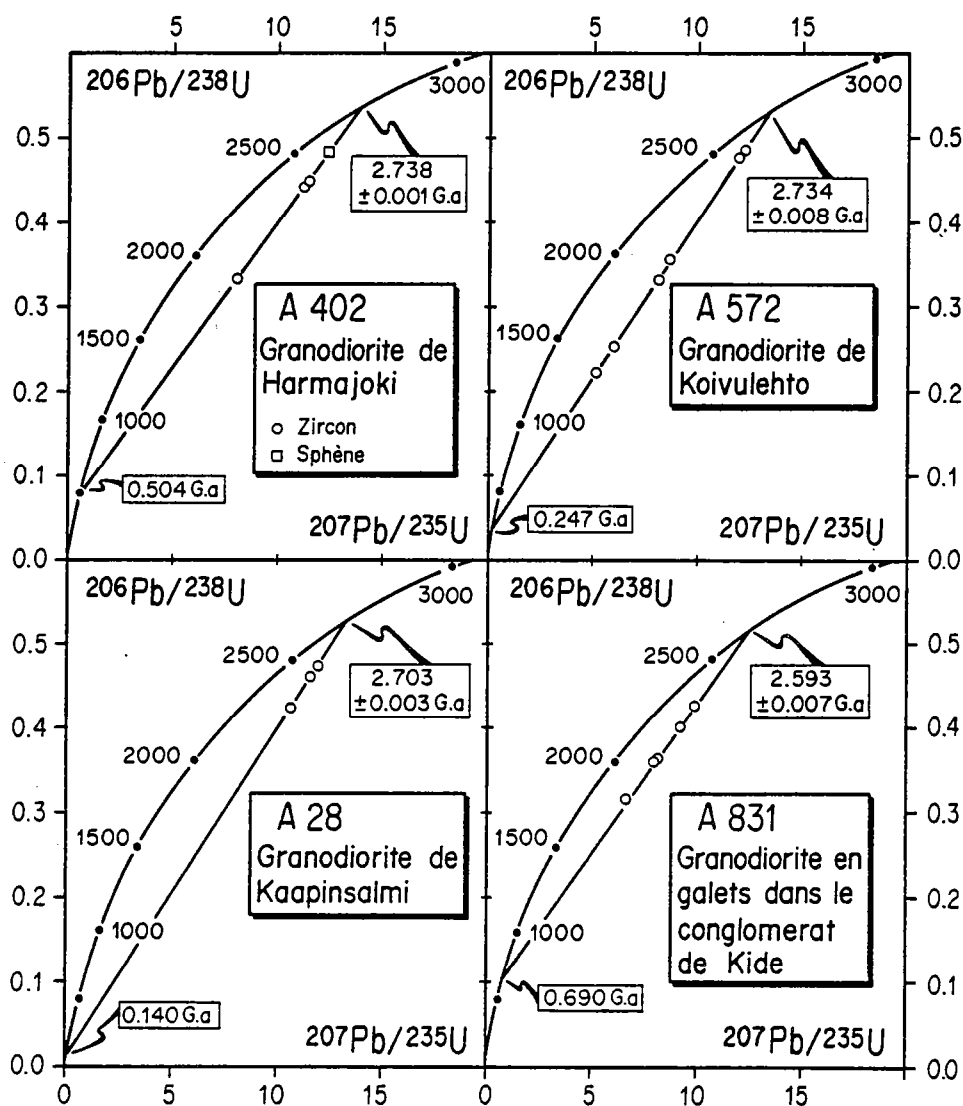


Fig. 9-7 : Diagramme U-Pb sur zircon des granodiorites à phénocristaux intrusives dans la ceinture de roches vertes (d'après Kouvo, 1964-1978 et Hyppönen, 1983).

- (1) Les gneiss du socle, de type Kivijärvi et Naavala, sont recoupés par les granodiorites à phénocristaux et donnent des âges isochrones Rb-Sr significativement plus anciens. Comme ces deux types lithologiques (gneiss et granodiorites) peuvent affleurer au même endroit, (on peut observer les deux sur un seul et même affleurement) et que leurs compositions tant minéralogique que chimique sont similaires, ils auraient dû ensemble se comporter en systèmes ouverts vis à vis des isotopes du strontium, et devraient donc tous s'aligner sur une isochrone à 2,50 G.a.
- (2) Lorsque les échantillons (migmatites, enclaves, conglomérats) se sont comportés en système ouvert, l'âge obtenu n'est pas 2,50 G.a. mais beaucoup plus récent (\sim 1,9 G.a).

(3) Un système thermodynamique ouvert aura tendance à engendrer une dispersion des points et non pas un alignement le long d'une droite isochrone plus jeune (sauf, dans le cas d'une réhomogénéisation totale).

Pour tous ces arguments, il est improbable que les âges Rb-Sr soient des âges de rajeunissement plutôt que l'âge de cristallisation des granodiorites à phénocristaux. Une telle conclusion implique que les âges U-Pb sur zircon soient plus anciens que l'âge réel de la roche.

Les I_{Sr} élevés (0,703 à 0,706), la composition chimique et minéralogique des granodiorites ont fait que certains auteurs ont envisagé la genèse de ces roches par fusion partielle des gneiss gris de type Kivijärvi (Martin et al., 1983b, 1984 ; Martin et Quérré, 1984). Ils ont aussi montré qu'il ne s'agissait pas d'un processus d'anatexie simple mais que celui-ci s'accompagnait du mélange d'une partie de la restite avec le liquide (Martin et al. 1983b, ce travail). La figure 7-3 montre nettement l'existence de deux générations de zircons dans les migmatites de Lylyvaara, les zircons anciens (2,83 G.a.) sont dans la restite alors que les zircons récents (2,67 G.a.) se trouvent dans le leucosome. Si au cours de la migmatisation il y a mélange des deux familles de zircons, on obtiendra des âges intermédiaires entre celui de cristallisation du leucosome (et de la granodiorite issue de la migmatisation) et celui hérité de la restite. Les âges à 2,7 G.a. des granodiorites pourraient très bien être un artifice dû à ce type de processus. Ceci semble d'autant plus probable que les granodiorites contiennent fréquemment des zircons dont le coeur brunâtre et arrondi est nettement hérité (Hyppönen, 1983).

En Karélie soviétique, Bibikova et Tugarinov (1975) sont arrivés à des conclusions similaires. Les âges U-Pb mesurés sur les zircons de ces formations archéennes vont de 2,8 à 2,5 G.a. (Fig. 9-8). Les deux auteurs considèrent que les âges mesurés le plus souvent ($\sim 2,7$ G.a.) ne sont pas ceux de mise en place des protolithes des gneiss, mais des âges plus anciens. Ils en tiennent pour preuve l'existence, dans de nombreux cristaux de zircon, de coeurs arrondis.

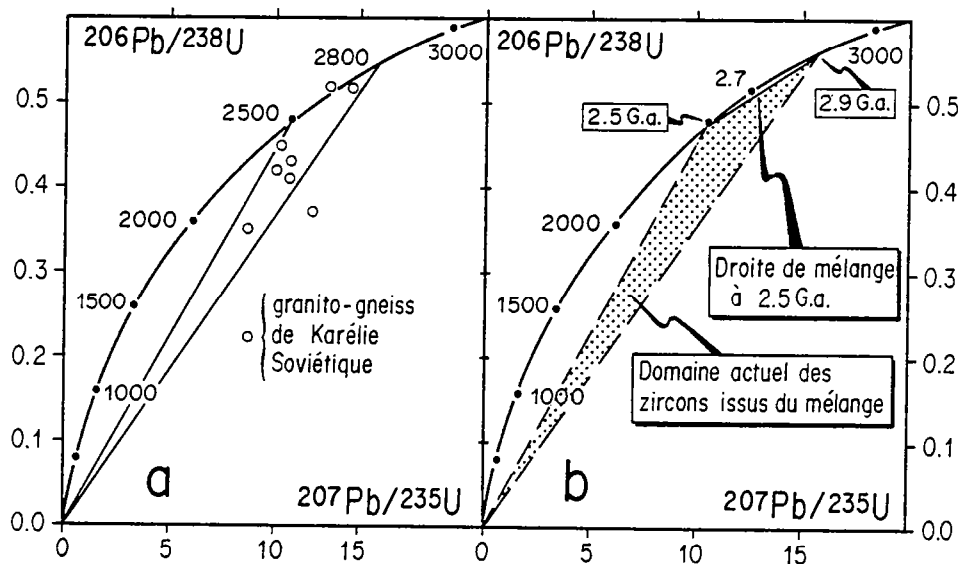


Fig. 9-8 : Diagramme U-Pb sur zircons extraits des granitoïdes de Karélie soviétique d'après Bibikova et Tugarinov, (1975) (Fig. 9-8a). La figure de droite (9-8b) montre en grisé quel serait le domaine occupé actuellement par une population de zircons issus du mélange de zircons anciens (2,9 G.a.) et de zircons plus récents (2,5 G.a.).

La figure 9-8a montre que dans un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, les points se répartissent entre deux droites discordia dont l'intercept haut est à 2,8 G.a. et 2,5 G.a. C'est typiquement la situation que l'on est en droit d'attendre si à 2,5 G.a. il y a mélange dans des proportions variables de zircons à 2,5 G.a. et des zircon anciens à 2,9 G.a. (Fig. 9-8b).

Tout indique donc que les zircons ont gardé une mémoire ancienne alors que les âges Rb-Sr datent la mise en place des granodiorites à phénocristaux. Les données du plomb commun (Vidal et al., 1980) confortent cette conclusion en indiquant que l'âge des granodiorites n'est sûrement pas supérieur à 2,65 G.a.

Les âges et les I_{Sr} des granodiorites à phénocristaux sont les mêmes que ceux des volcanites acides de Luoma ($T \sim 2,5$ G.a., $I_{\text{Sr}} \sim 0,705$). En se basant sur ces similitudes ainsi que sur l'identité des compositions chimiques en éléments majeurs et en traces de ces deux ensembles Martin et Quéré (1984), ont considéré qu'ils étaient deux expressions différentes d'un même magmatisme. Les magmas, engendrés dans des conditions identiques, se mettent en place soit dans la ceinture de roches vertes sous forme de roches effusives, soit dans le socle ou au contact de la ceinture sous forme de plutons.

Des minéraux, biotite et feldspath potassique, ont été extraits des granodiorites à phénocristaux (tab. 9-1).

Biotite	H 63	$1,72 \pm 0,02$	G.a.
	H 355	$1,77 \pm 0,02$	G.a.
	2798*	1,73	G.a.
	2802*	1,69	G.a.
	3330*	1,79	G.a.
	3336*	1,56	G.a.
K Feldspath	H 63	$1,02 \pm 0,02$	G.a.
	H 355	$2,21 \pm 0,09$	G.a.
* d'après Vidal et al. (1980).			

Tab. 9-1 : Ages Rb-Sr des minéraux extraits des granodiorites à phénocristaux.

Les âges calculés sur les couples "minéral - roche totale" sont en tous points analogues à ceux discutés à propos des minéraux du socle (Tab. 7-1). Les âges des biotites sont voisins de 1,7 G.a. et, comme l'ont déjà proposé Vidal et al. (1980), il s'agit là de l'enregistrement du dernier événement thermique; le métamorphisme svéco-karélien. Ceci montre que ce dernier s'est manifesté de façon identique dans le socle granito-gneissique et dans les granodiorites à phénocristaux intrusives dans la ceinture de Kuhmo - Suomussalmi.

En résumé, il faut retenir de cette discussion que :

- (1) L'âge Rb-Sr de 2,50 G.a. est celui de la cristallisation des magmas granodioritiques et que les âges de 2,7 G.a. sont entachés d'une mémoire ancienne.
- (2) Les volcanites acides et intermédiaires de type Luoma, et les granodiorites à phénocristaux sont des expressions différentes d'un même magmatisme.
- (3) L'âge de 2,50 G.a. indique aussi la fin de l'épisode de déformation F_2 responsable de la structure en synforme de la ceinture de roches vertes.

- (4) L'épisode thermique acinématique svéco-karélien s'est manifesté de la même manière dans le socle et dans les plutons tardi-ceinture de roches vertes.
- (5) Cet événement a aussi été enregistré par certaines granodiorites hétérogènes (riches en enclaves, en galets dans un conglomérat), c'est à dire qu'à l'échelle de ces hétérogénéités, le système thermodynamique a été ouvert au cours du métamorphisme svéco-karélien.

9.2) Les leucogranites roses.

Un seul massif de ces granites a été analysé, il s'agit du granite rose d'Arola, qui est intrusif dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola datée à $2,50 \pm 0,07$ G.a.

9.21) Résultats analytiques.

Neuf échantillons de ce granite ont été analysés et les résultats des mesures figurent en annexe IIa. Ils définissent une isochrone statistiquement vraie d'âge $2,41 \pm 0,04$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 1,48) avec $I_{Sr} = 0,708 \pm 0,002$ (2 σ m) (Fig. 9-9). L'étalement des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ est très grand (de 2 à 22) et explique les erreurs relatives faibles sur l'âge.

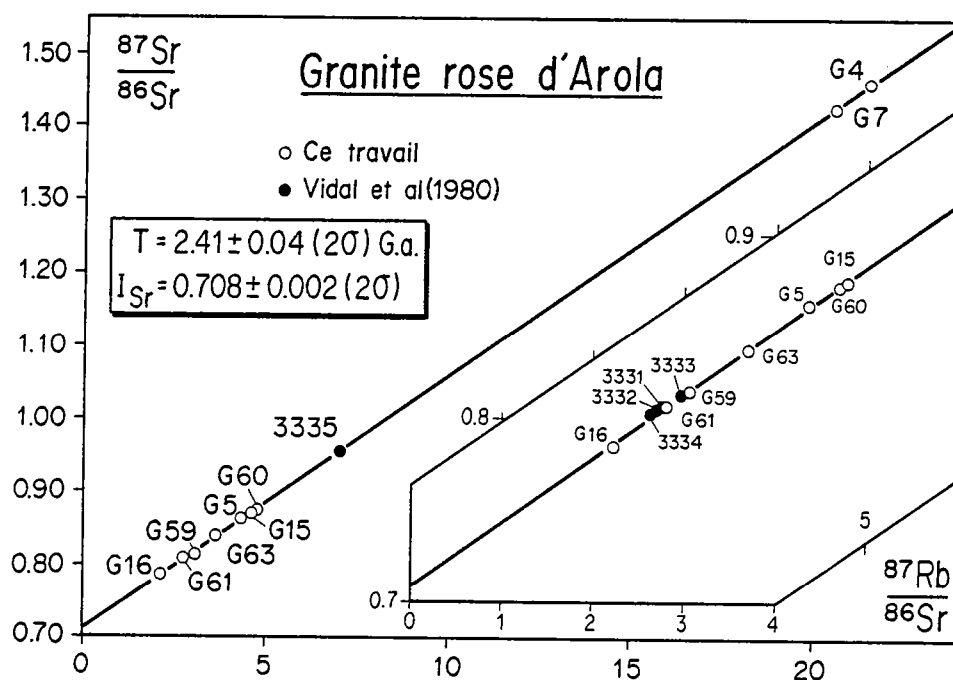


Fig. 9-9 : Diagramme Rb-Sr (roche totale) des leucogranites roses d'Arola.

Deux échantillons, G 7 et G 4 ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{87}Rb/^{86}Sr$ nettement plus élevés que ceux des autres roches. Cependant, l'isochrone recalculée sans G 4 et G 7 donne un âge de $2,43 \pm 0,09$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 1,66) avec un I_{Sr} de $0,707 \pm 0,004$ (2 σ m). Ceci signifie que ces deux points ne contrôlent ni les âges, ni les I_{Sr} calculés.

Vidal et al. (1980) avaient eux aussi étudié 5 échantillons provenant d'une carrière de ce même granite rose d'Arola, (échantillons 3331 - 3332 - 3333 - 3334 - 3335). Ce granite avait été désigné sous le nom de "pluton granitique A". Les points se dispersent un peu, mais donnent néanmoins un âge de $2,30 \pm 0,11$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 1,9) avec $I_{Sr} = 0,717 \pm 0,005$ (2 σ m).

Si l'on ajoute ces cinq mesures à mes propres données (Fig. 9-9), les résultats ne changent pas significativement. L'âge devient $2,40 \pm 0,05$ (2 σ m) G.a. (M.S.W.D. = 2,9) et $I_{Sr} = 0,710 \pm 0,03$ (2 σ m).

9.22) Autres Travaux.

Vidal et al. (1980) ont analysé les isotopes du plomb dans deux de ces échantillons. Dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, les points se situent sur l'isochrone composite à 2,65 G.a. La remarque faite à propos des granodiorites à phénocristaux reste ici d'autant plus valable que les deux points ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très voisins, ce qui ne permet aucune interprétation géochronologique.

Kouvo (1964-1978) et Hyppönen (1983) ont analysé deux fractions de zircon provenant de ce même granite d'Arola. Grâce à ces deux points ils tracent une discordia dont l'intercept haut avec le concordia est à 2,735 G.a. (Fig. 9-10). Cet âge est absolument identique à ceux obtenus par la même méthode sur les granodiorites à phénocristaux.

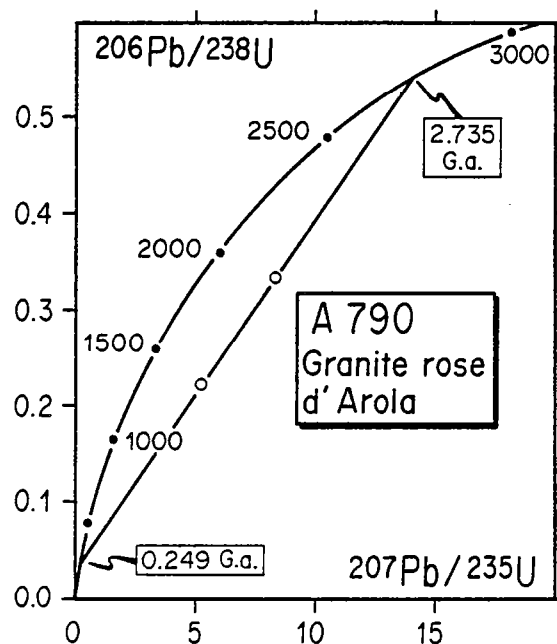


Fig. 9-10 : Diagramme U-Pb sur zircon du leucogranite rose d'Arola (d'après Kouvo, 1964-1978 et Hyppönen, 1983).

9.23) Discussion.

Le problème posé ici est en tous points analogue à celui discuté à propos des granodiorites à phénocristaux. Très vraisemblablement l'âge Rb-Sr est celui de la cristallisation des granites roses alors que les zircons ont conservé une mémoire ancienne. Cette interprétation est cohérente avec le fait que les granites roses sont nettement plus récents que les granodiorites. Ces dernières ont subi un métamorphisme qui n'affecte pas les granites roses, qui lorsqu'ils sont intrusifs dans les granodiorites, en recoupent la foliation.

Les données Rb-Sr fournissent des différences d'âge statistiquement significatives entre les deux types de plutonites ($\sim 0,1$ G.a.), ce qui est en parfait accord avec les observations de terrain. A l'opposé, les mesures U-Pb sur zircon n'indiquent aucune différence d'âge. L'âge de 2,7 G.a. omniprésent, n'est celui de l'intrusion ni des granites roses, ni des granodiorites à phénocristaux.

Pour cette raison, je retiendrai l'âge de 2,41 G.a. comme celui de mise en place des leucogranites roses, avec lesquels s'achève l'activité magmatique archéenne dans le Kainuu.

Conclusions

L'ensemble des données géochronologiques se rapportant à l'archéen du Kainuu est résumé dans le tableau 9-2. Ces résultats permettent de caler de façon "absolue" la succession des événements géologiques. Le schéma ainsi obtenu qui prend en compte et corrobore la chronologie relative, est le suivant :

			Age reteru	Localité	Rb-Sr	Sm-Nd	Pb commun	U-Pb	Remarques
P R O T E R O Z O I Q U E	O R O G E N E S E S V E C O - K A R E L I E N N E	M E T A M O R P H I S M E S V E C O - K A R E L I E N N E	1,7 à 2,0	Kivijärvi Suomussalmi Kuusamankyla Kivijärvi	1,70 (2,3) 1,70 (1,2) 1,99±0,20 (2) 1,90 (3)				Ages sur couple Biotite Roche- Totale Migmatite Triplet de Migmatites.
			2,0 à 2,1	Petäjäniemi Hietaperä				2,099±0,011(4) 2,172 (4)	Zircon Zircon
A R C H E E N	M A G M A T I S M E C A L C O - A L C A L I N T A R D I C E I N T U R E D E R O C H E S V E R T E S	GRANITES ROSES	2,41	Arola	2,41 ±0,04 (5)			2,735 (4)	
		G R A N D I O R I T E S A P H E N O C R I S T A U X	2,5 à 2,55	Kaivulehto Harmajoki Kide Hypykävaara Kaapinsalmi Suomussalmi Arola	1,93±0,26 (2) 2,50 réf. (2) 2,55±0,25 (2) 2,51±0,11 (8) 2,50±0,07 (5)		2,50 Réf. (1) 2,50 Réf. (1)	2,734±0,008(4) 2,738±0,001(4) 2,593±0,007(4) 2,703±0,003 ⁽⁶⁾ ₍₇₎	Galet dans conglomérat
		VOLCANITES ACIDES	2,50	Luoma	2,50±0,10 (5)		2,51±0,07(1) (5)		
	C Y C L E V O L C A N I Q U E I N F. C E I N T U R E S D E R O C H E S V E R T E S	THOLEIITES ET KOMATIITES	2,65			2,65 Réf. (8)	2,65±0,10(1)		
	S O C L E G R A N I T O G N E I S S I Q U E	G N E I S S G R I S D E T Y P E N A A V A L A	2,65 à 2,69	Tuomajärvi Kuusamankyla Naavala s.s.	2,67±0,30 (2) 2,62±0,07 (8)	2,65 Réf. (8)	2,66±0,25(1)	2,69±0,02 (4)	
		G N E I S S G R I S D E T Y P E K I V I J A R V I	2,80 à 3,00	Lylyvaara Kotema Polvilampi Kelouvaara Kivivaara Kivijärvi s.s.	2,86±0,09 (8)	2,85 Réf. (8)		2,83±0,01 (7) 2,80±0,02 (4) 2,81±0,05 (4) 2,99±0,06 (4) 2,80±0,24 (4)	Restite de Migmatite Zircons Détritiques

(1) VIDAL et al. (1980) ; (2) MARTIN (ce travail) ; (3) PEUCAT et MARTIN ; (4) HYPPÖNEN (1983) ;
(5) MARTIN et QUERRE (1984) ; (6) KOUVO et TILTON (1966) ; (7) KOUVO (1964-1978) ; (8) MARTIN et al.
(1983a) .

Tab. 9-2 : Tableau synthétique des données géochronologiques disponibles sur les
terrains archéens du Kainuu.

- (1) Emplacement de trondhjémites, tonalites et granodiorites (TTG) entre 3,0 et 2,8 G.a. Ces plutonites ont été ultérieurement métamorphisées pour donner des gneiss gris (type Kivijärvi en Karélie et gneiss de Koitelainen en Laponie méridionale).
- (2) Intrusion de TTG entre 2,67 et 2,65 G.a., elles aussi transformées en gneiss gris; elles constituent le type de Naavala.
- (3) Dépôt du cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi à 2,65 G.a.
- (4) Genèse et mise en place de magmas calco-alcalins, entre 2,55 et 2,50 G.a., soit sous forme de volcanites acides et intermédiaires dans la ceinture de roches vertes (volcanites de Luoma) soit sous forme de granodiorites à phénocristaux, aux abords immédiats de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.
- (5) Intrusion leucogranites roses (2,41 G.a.), qui marquent la fin du magmatisme archéen de cette région.
- (6) Mise en place de dykes doléritiques karéliens entre 2,1 et 2,0 G.a. (Fig. 9-11) (Hyppönen, 1983).
- (7) Métamorphisme thermique acinématique svéco-karélien aux environs de 1,9 - 1,7 G.a.

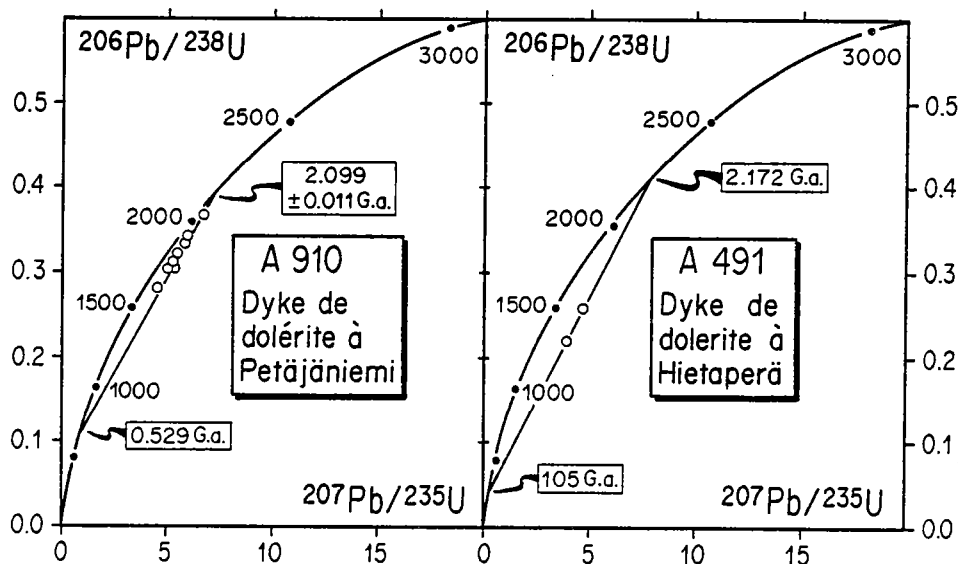


Fig. 9-11 : Diagramme U-Pb sur zircon des dolérites karéliennes (d'après Hyppönen, 1983).

Ces résultats amènent quelques commentaires :

- (1) Le socle granito-gneissique a eu une longue histoire géologique avant le dépôt de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Cette histoire s'est déroulée de 3,0 à 2,65 G.a., soit sur 0,25 G.a. Elle a pu être complexe comme en attestent la structure et la pétrologie des gneiss de type Kivijärvi.
- (2) La ceinture de Kuhmo-Suomussalmi s'est déposée en milieu ensialique, les gneiss gris de type Kivijärvi et Naavala jouant le rôle de socle vis à vis des roches vertes.
- (3) Les granodiorites à phénocristaux datées au cours de ce travail sont contemporaines de la phase tectonique F_2 qu'elles ont subi de façon plastique. L'âge de 2,50 G.a. correspond donc à celui des derniers épisodes de mise en place de granodiorites à phénocristaux et date la fin de F_2 .
- (4) Le magmatisme archéen du Kainuu s'est développé de façon "continue et régulière" sur près de 0,6 G.a. (de 3,0 à 2,4 G.a.), il a été suivi d'une longue période de calme et de repos (0,4 G.a.).
- (5) Le métamorphisme svécokarélien (1,9 - 1,7 G.a.), n'a pas perturbé de façon sensible les systèmes isotopiques, roches-totales des gneiss. Seuls les minéraux ou les roches hétérogènes (migmatites gneiss riches en enclaves, conglomérats) ont gardé la mémoire radiométrique de cet événement.

3èmePARTIE

**Géochimie des éléments
majeurs et en traces**

*If there were no diversity of igneous rocks,
there would be no science of igneous petrogenesis.*

G.M. BROWN (1979)

Après avoir décrit et défini la nature pétrographique de chaque unité lithologique, et après avoir établi la chronologie relative et absolue des événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques, il importe maintenant d'essayer de rechercher la source, ainsi que les processus de différenciation des magmas parents des orthogneiss gris et des granodiorites à phénocristaux. Exception faite de quelques minéraux, (zircon, allanite, phénocristaux de microcline...) les associations magmatiques primaires ont partiellement disparu, et la plupart des paragenèses que l'on peut observer actuellement sont métamorphiques.

Une étude exclusivement pétrologique du magmatisme étant donc vouée à l'échec, la pétrogenèse des magmas sera abordée seulement du point de vue géochimique. Par contre, afin de fixer un nombre maximal de contraintes aux différentes hypothèses et modèles, l'étude portera sur la géochimie des éléments majeurs et en traces (dont les Terres Rares) ainsi que sur la géochimie isotopique. Pour chaque unité lithologique, les différentes étapes de la démarche seront les suivantes :

- (1) Définition des caractères géochimiques généraux et comparaison de ceux des magmas archéens du Kainuu avec ceux de formations équivalentes, de même âge, mais provenant d'autres régions que le bouclier baltique.
- (2) Mise en évidence de lignées de différenciation à l'intérieur de chaque ensemble. En un premier temps, j'essaierai, à l'aide des éléments majeurs, de définir et de quantifier les processus de différenciation et de déterminer la nature et la composition probable du ou des magmas à l'origine de ces lignées géochimiques. Le ou les différents modèles et hypothèses élaborés, avec les éléments majeurs seront testés et affinés à l'aide des Terres Rares.

- (3) La composition probable du ou des magmas parents des différents granitoïdes étant établie, il conviendra d'envisager les modalités de leur genèse. La méthode sera la même que celle utilisée au cours de l'étape précédente : élaboration d'hypothèses avec les éléments majeurs, test et quantification de celles-ci à l'aide des Terres Rares. Toutefois, il sera ici possible d'utiliser les contraintes apportées par la géochimie isotopique du Sr du Nd et même du Pb.
- (4) L'ensemble des hypothèses sur la genèse puis la différenciation des magmas, sera testé à l'aide des éléments en traces autres que les Terres Rares. Ces éléments (Rb - Sr - Ba - Y - Zr - Nb - Ni - Co - V) n'ont pas servi à l'élaboration des modèles pétrogénétiques car :
- leurs coefficients de partage ne sont pas toujours connus avec une précision suffisante ,
 - leur comportement au cours du métamorphisme n'est pas constant, contrairement à celui des Terres Rares, qui sont réputées immobiles,
 - les processus métasomatiques, tels que la circulation d'une phase fluide carbonatée ont pu perturber certains systèmes géochimiques (Sr en particulier).

Ces éléments ne serviront qu'à tester et, le cas échéant, à affiner les modèles établis à l'aide des éléments majeurs et des Terres Rares.

CHAPITRE 10

Le socle granito-gneissique

10.1. Avant-Propos.

L'étude chronologique relative et absolue a nettement mis en évidence le caractère bi-modal du socle granito-gneissique. Deux générations de gneiss (Kivijärvi et Naavala) ont été distinguées, en particulier, en raison de l'histoire tectono-métamorphique plus complexe des gneiss de type "Kivijärvi". Cependant, l'analyse géologique et pétrographique a montré que la composition minéralogique, le mode de gisement ainsi qu'une partie de l'histoire sont communs aux deux types de gneiss. L'étude géochimique confirme cette identité (voir tab. 10-1). C'est pourquoi, en un premier temps, les deux unités seront traitées ensemble, comme un seul et même type lithologique.

Dans un second temps, chaque massif sera traité indépendamment en vue de préciser la nature des processus de fractionnement géochimique spécifiques à chaque type de gneiss. En effet, si ce sont toujours les mêmes phases minérales qui gouvernent la différenciation, donnant à l'ensemble une tendance commune, les proportions de ces minéraux varient d'un massif à l'autre. Les lignes évolutives des divers massifs se chevauchent et interfèrent dans les diagrammes, si bien que le traitement global des données aboutit à un nuage de points où ne se discernerait plus clairement de tendance évolutive.

Quatre ensembles plutoniques distincts ont été étudiés en détail. Il s'agit de gneiss de type Kivijärvi (12 échantillons) et de gneiss de type Naavala, collectés dans les massifs de Naavala (s.s.) (8 échantillons), de Kuusamonkylä (8 échantillons) et de Kivivaara (9 échantillons). D'autres échantillons (11) proviennent de divers autres massifs de gneiss de type Kivijärvi. Ils ont été pris en compte pour la caractérisation des ensembles magmatiques, et ont été répertoriés sous le vocable "Kivijärvi s.l.".

Les techniques analytiques mises en oeuvre, ainsi que la précision des mesures, sont résumées dans l'annexe I. Les résultats des analyses en éléments majeurs figurent dans l'annexe III, et ceux concernant les éléments en traces, dans l'annexe IV.

Au cours de ce travail les analyses des gneiss gris du Kainuu seront fréquemment comparées à celles de gneiss provenant d'autres cratons archéens. Ces dernières analyses ont été extraites des travaux de différents auteurs et de ce fait, ne sont pas homogènes quant à leur présentation et au nombre des éléments dosés (en particulier FeO et la perte au feu). Afin d'homogénéiser toutes les données et de pouvoir les comparer à celles des gneiss du Kainuu, toutes les analyses auxquelles il sera fait référence dans la suite de ce travail ont été recalculées de la façon suivante :

- base anhydre
- total rapporté à 100%
- Fer exprimé sous la forme $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + 1,1 \text{ FeO})$.

10.2. Caractères géochimiques généraux des gneiss gris.

Le tableau 10-1 présente les compositions moyennes des différents massifs de gneiss gris du Kainuu. Il amène plusieurs remarques et commentaires :

	Kivijärvi s.s. n = 12		Kivijärvi S.I. n = 11		Naavala n = 8		Kuusamonkylä n = 8		Kivivaara n = 9		Total n = 48		Gneiss archéens n = 494	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	70,55	1,33	68,41	2,66	72,22	1,31	71,56	1,25	71,18	3,03	70,62	2,47	70,68	1,67
Al_2O_3	15,70	0,52	15,68	0,76	15,33	0,21	15,03	0,34	14,92	0,68	15,38	0,65	15,11	0,63
Fe_2O_3^*	2,45	0,23	3,91	1,49	1,90	0,50	2,73	0,39	2,96	1,44	2,84	1,20	2,83	0,67
MnO	0,04	0,01	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01
MgO	1,20	0,33	1,73	0,69	0,65	0,23	1,17	0,30	1,03	0,45	1,19	0,56	1,17	0,55
CaO	2,55	0,55	2,60	1,24	2,62	0,35	2,79	0,54	2,85	0,89	2,67	0,81	2,78	0,60
Na_2O	4,54	0,32	4,37	0,84	4,86	0,27	4,48	0,27	4,38	0,35	4,51	0,51	4,65	0,53
K_2O	2,51	0,69	2,58	0,74	2,02	0,32	1,74	0,23	2,23	0,31	2,27	0,62	2,26	0,58
TiO_2	0,35	0,10	0,51	0,18	0,29	0,10	0,37	0,06	0,35	0,12	0,38	0,14	0,35	0,08
P_2O_5	0,11	0,03	0,16	0,10	0,08	0,04	0,09	0,01	0,06	0,03	0,11	0,06	0,13	0,04

Tab. 10-1 : Composition chimique moyenne (éléments majeurs) des gneiss gris du Kainuu. A titre de comparaison la composition moyenne de 494 gneiss gris archéens a aussi été reportée.

- (1) Les cinq massifs montrent une grande homogénéité de composition. Ceci confirme les résultats de l'analyse pétrographique, et justifie pleinement que ces différents massifs aient été considérés comme formant un seul et même ensemble.
- (2) A l'intérieur de chaque massif, les processus de différenciation n'ont pas été très importants, ceci se voit particulièrement bien lorsqu'on considère l'étalement des teneurs en SiO_2 . Celui-ci est faible et en moyenne, pour une teneur de 70,62% l'écart-type (σ) n'est que de 2,47.
- (3) Il s'agit en général de roches pauvres en éléments ferro-magnésiens, en effet la somme ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$) est toujours inférieure à 5%. Ceci s'accorde avec le caractère leucocrate de ces roches mis en évidence au cours de l'étude pétrographique.

- (4) La teneur en Al_2O_3 des gneiss gris est élevée pour ce type de roche (15,38 %) mais varie dans de très faibles proportions ($\sigma = 0,65$). Le rapport moléculaire $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ est toujours compris entre 1 et 1,1 avec une valeur moyenne de 1,04. Cette valeur, compte tenu des teneurs en SiO_2 , correspond à celle des suites calco-alcalines fortement différenciées (passage de méta-alumineuses à per-alumineuses).
- (5) Ces roches sont relativement pauvres en K_2O ($\sim 2,27\%$) et en CaO ($\sim 2,67\%$) alors qu'elles sont riches en Na_2O ($\sim 4,51\%$). Ce résultat est aussi en accord avec les données pétrographiques qui ont montré la rareté du feldspath potassique et l'abondance d'un plagioclase acide (Oligoclase). A ce propos il faut noter qu'en l'absence quasi générale de microcline, une grande partie du K_2O (et aussi l'excès de Al_2O_3) doit être contenu dans la biotite.
- (6) Enfin une rapide comparaison des gneiss de Finlande avec une moyenne de 494 échantillons de gneiss provenant d'autres cratons archéens, montre une parfaite identité entre les deux ensembles.

Le diagramme triangulaire normatif An - Ab - Or de O'Connor (1965), valable uniquement pour des roches contenant plus de 10% de quartz normatif, permet de préciser la nature géochimique exacte des gneiss gris (Fig. 10-1). Les différents échantillons sont représentés par des points et la valeur moyenne par une étoile. Le polygone, quant à lui, est limité par des droites situées à $+\sigma$ et à $-\sigma$ de la valeur moyenne. Il peut donc être considéré comme statistiquement représentatif de 68% de la population.

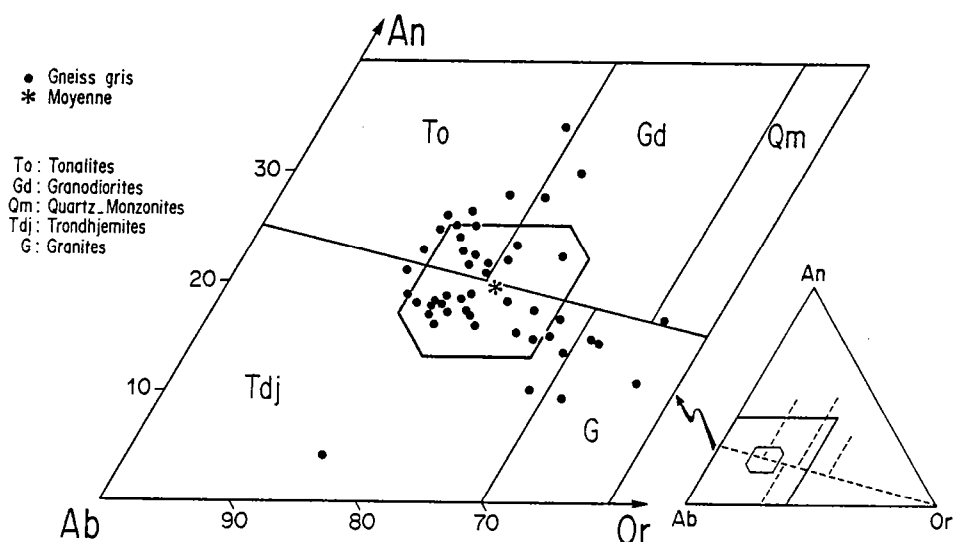


Fig. 10-1 : Diagramme normatif An - Ab - Or d'après O'Connor (1965). Les points représentent les gneiss gris, et l'étoile la valeur moyenne. Le polygone est limité par des segments de droites situés à $+\sigma$ et à $-\sigma$ de la valeur moyenne.

Les points se répartissent dans les domaines des tonalites, des trondhjémites et des granodiorites, la valeur moyenne se situant à l'intersection de ces trois domaines. Il s'agit là d'un caractère typique des gneiss archéens, qui fait que ceux-ci ont été souvent désignés sous l'abréviation de "TTG" (Tonalites - Trondhjémites - Granodiorites) (Jahn et al., 1981 ; Martin et al. 1983b).

La figure 10-2 montre que les gneiss provenant d'autres cratons archéens possèdent bien la même composition et se placent au même endroit dans la triangle An - Ab - Or. La grande majorité de ces gneiss se situe même dans le polygone représentant les TTG du Kainuu. Ceci confirme le caractère typique des gneiss gris de Finlande et leur appartenance à une série TTG classique.

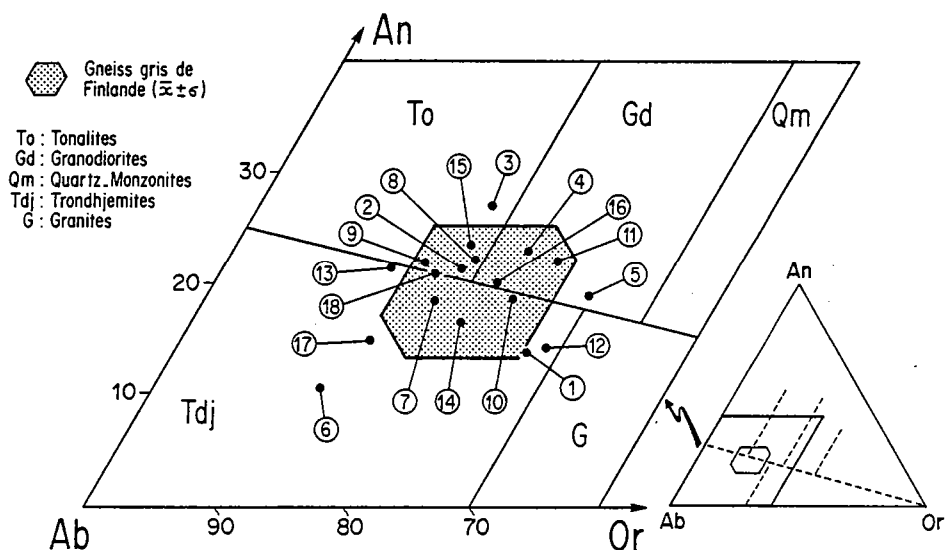


Fig. 10-2 : Diagramme normatif An-Ab-Or d'après O'Connor (1965) permettant la comparaison de la composition des gneiss du Kainuu (polygone) avec celle de gneiss gris provenant d'autres cratons archéens. 1 : granito-gneiss de Dalmien (Condé et Hunter, 1976). 2 : Tonalites de Lawlers (Cooper et al., 1978). 3 : Gneiss gris de Fiskanaesset (Tarney et al., 1979). 4 : Gneiss des Hebrides (Tarney et al., 1979). 5 : Gneiss de Nûk (Compton, 1978). 6 : Granite-gneiss de Chakracharpur (Sengupta et al., 1983). 7 : Tonalites de Baberton (Vilj  n et Vilj  n, 1969). 8 : Gneiss d'Amitsoq (Mac Grégor, 1979). 9 : Gneiss de N  k (Mac Grégor, 1979). 10 : Gneiss d'Uivak I (Collerson et Bridgwater, 1979). 11 : Gneiss de Napier (Sheraton et Black, 1983). 12 : Gneiss peninsulaires (Rogers, 1978). 13 : Gneiss de Big Horn (Barker et al., 1979). 14 : Gneiss de d'Hebron (Barton, 1975). 15 : Complexe tonalitique de Rhodésie (Bliss et Stidolph, 1969). 16 : Gneiss de Morton (Goldich et al., 1978). 17 : Gneiss du Dharvar (Naqv   et al., 1978). 18 : Vieux gneiss du Kaapvaal (Hunter, 1971).

Il faut remarquer que le caractère sodique des TTG fait que de nombreux points se placent dans le domaine des trondhjémites. Cette tendance est encore accentu  e si l'on prend en compte les modifications du diagramme de O'Connor (1965) propos  es par Barker (1979) afin de tenir compte du K_2O contenu dans la biotite. (Fig. 10-3). Dans ce cas plus de 50% des points se situent dans le champ des trondhjémites. Il n'en est par contre pas de même lorsque l'on se réfère à la classification propos  e par Hietanen (1963). Cet auteur donne des trondhjémites une définition restrictive; elles doivent avoir un rapport $Ab/(Ab+An)$ supérieur à 0,8, alors que pour Barker (1979) un rapport supérieur à 0,7 est suffisant. La figure 10-4 montre que dans cette classification restrictive, les gneiss gris se situent dans les domaines des tonalites et des monzo-tonalites.

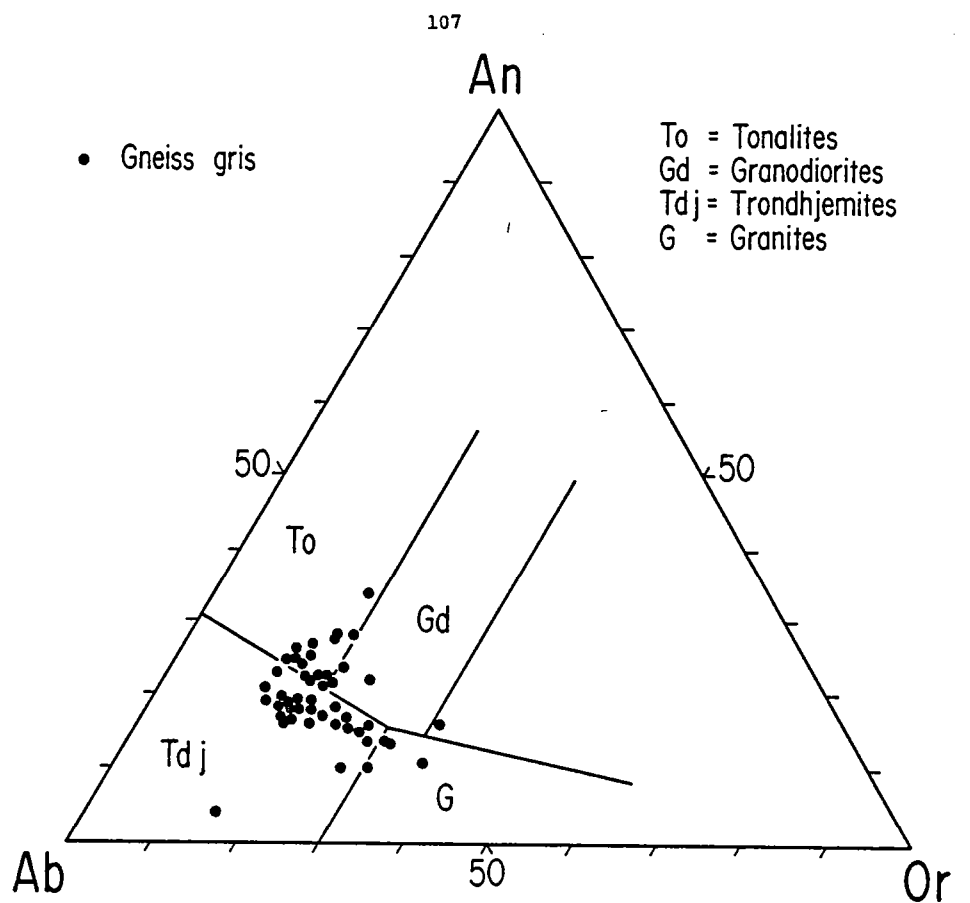


Fig. 10-3 : Diagramme normatif An-Ab-Or d'après O'Connor (1965) et modifié par Barker (1979) afin de prendre en compte le K_2O contenu dans la biotite.

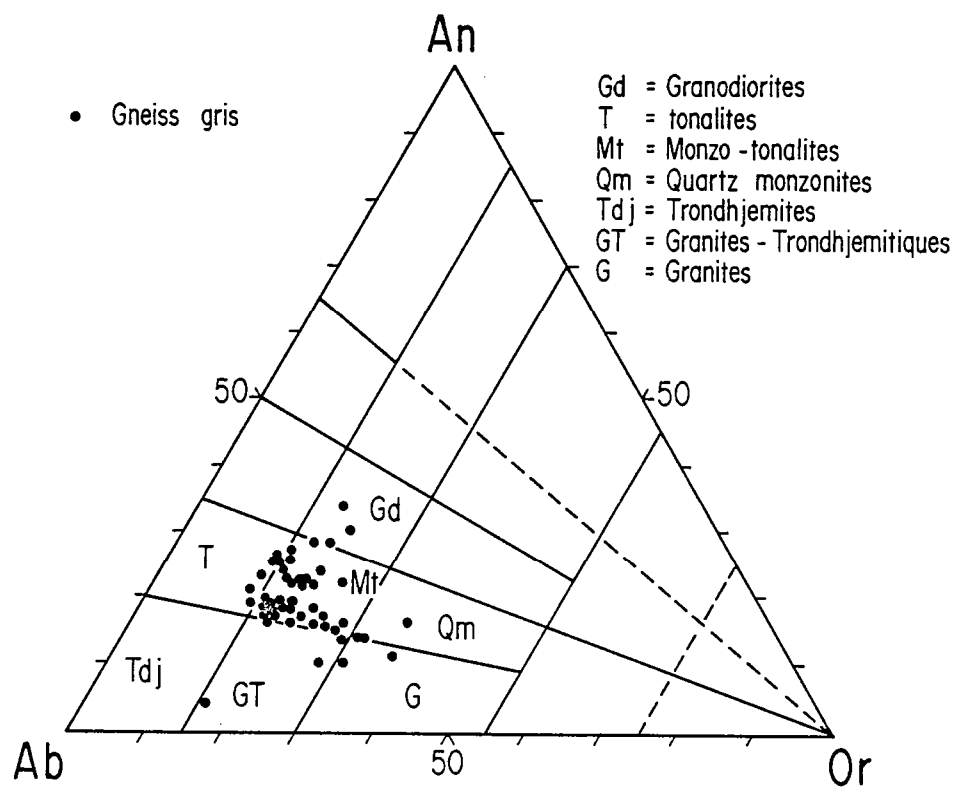


Fig. 10-4 : Diagramme normatif An-Ab-Or d'après Hietanen (1963).

Les conclusions obtenues à l'aide des diagrammes normatifs sont confirmées par les graphes prenant directement en compte les éléments chimiques. Sur la figure 10-5, par exemple, les gneiss ont été reportés dans un diagramme rectangulaire $K_2O = f(Na_2O)$. Harpum (1963) propose à l'aide de ce graphe de classer les granitoïdes en fonction de leur rapport K_2O/Na_2O .

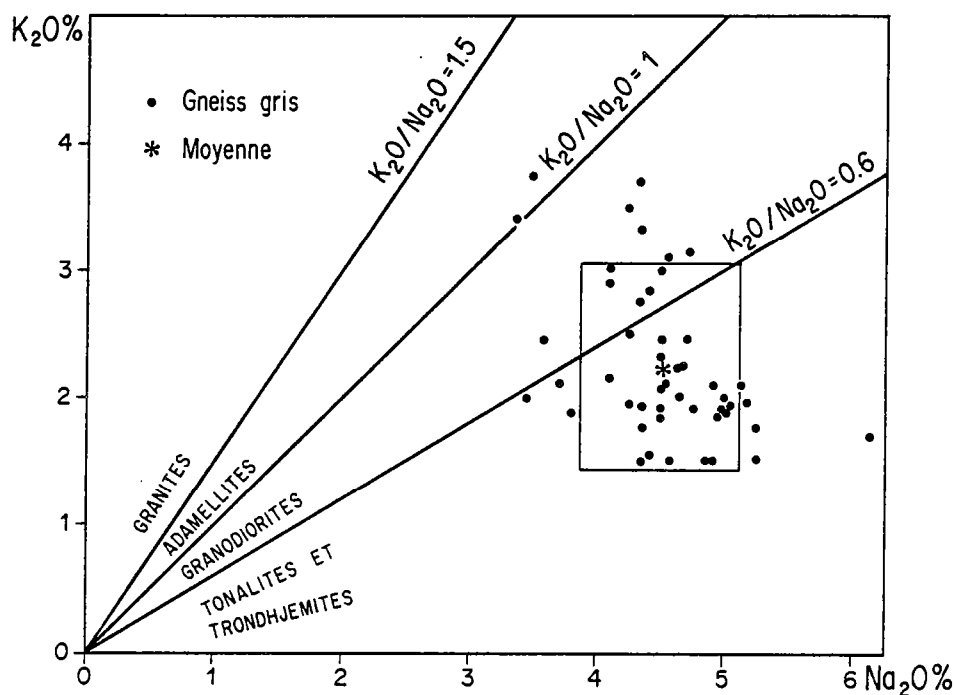


Fig. 10-5 : Diagramme $K_2O = f(Na_2O)$ (Harpum, 1963) montrant nettement le caractère tonalitique et trondhjémitique des gneiss gris du Kainuu.

Les gneiss gris de Finlande ont des rapports $K_2O/Na_2O < 1$ et même 73% des points possèdent un rapport $< 0,6$. Ces valeurs font de ces roches des tonalites, trondhjémites et des granodiorites, confirmant ainsi la dénomination TTG, obtenue à l'aide des diagrammes normatifs. Ici à nouveau il y a une étroite similitude entre les gneiss du Kainuu et ceux provenant d'autres cratons archéens (Fig. 10-6), qui eux aussi, affichent des compositions tonalitiques et trondhjémiques plutôt que franchement granodioritiques.

Il semble, au vu de ces graphes, que les gneiss gris archéens, et en particulier les TTG du Kainuu, possèdent des affinités trondhjémiques. Le tableau 10-2 permet de comparer la composition des gneiss gris à celle des trondhjémites, donnée par Barker (1979).

Ce tableau nécessite quelques commentaires :

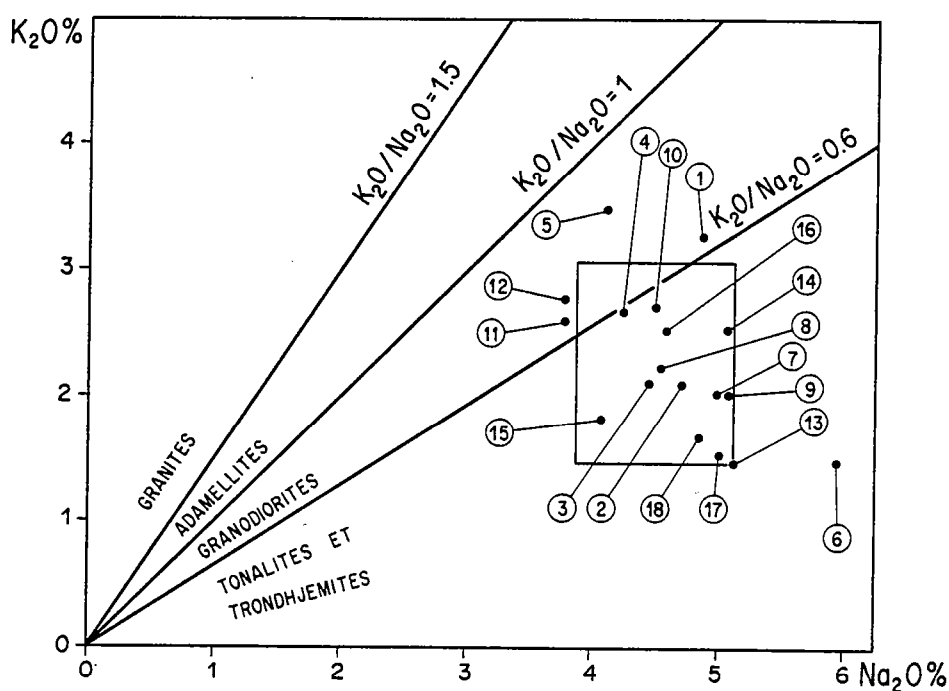


Fig. 10-6 : Diagramme $K_2O = f (Na_2O)$ d'après Harpum (1963) permettant de comparer la composition des gneiss du Kainnu à celle des gneiss gris provenant d'autres cratons archéens (même légende que figure 10-2).

Caractéristiques chimiques des trondhjémites selon BARKER (1979)	Gneiss Gris 48 échantillons	
	\bar{x}	σ
$68 \% < SiO_2 < 75 \%$	70,62	2,47
$Al_2O_3 > 15 \%$ pour $SiO_2 \sim 70 \%$ et $Al_2O_3 < 14 \%$ pour $Al_2O_3 \sim 75 \%$	15,38	0,65
$FeO^* + MgO < 3,4 \%$	3,75	2,83
$2\% < FeO^*/MgO < 3\%$	2,15	-
$1,5\% < CaO < 3\%$	2,67	0,81
$4\% < Na_2O < 5,5 \%$	4,51	0,51
$K_2O < 2,5 \%$	2,27	0,62

Tab. 10-2 : Tableau permettant de comparer la composition chimique des gneiss gris à celle des trondhjémites (selon Barker, 1979).

- (1) Il existe une excellente concordance entre les deux ensembles de données, ce qui confirme le caractère trondhjémitique des gneiss gris du Kainuu.
- (2) Seul, un élément n'est pas en parfait accord avec la définition de Barker; il s'agit de la somme ($\text{FeO}^* + \text{MgO}$) qui est égale à 3,75%. Celle-ci est cependant très proche de la valeur limite qui est 3,4 %. De plus, la somme ($\text{FeO}^* + \text{MgO}$) peut varier dans des proportions importantes ($\sigma = 2,83$) ce qui indique qu'on a affaire à une série allant de trondhjémites s.s. à des tonalites mésocrates, plutôt qu'à un type lithologique unique. Le rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,15$ est par contre tout à fait typique de ceux des trondhjémites.
- (3) Les teneurs en Al_2O_3 des gneiss gris sont élevées (15,38 % avec $\sigma = 0,65$), et ce pour $\text{SiO}_2 = 70,62$ %. Ceci fait de ces roches des trondhjémites riches en Al_2O_3 ("High Al_2O_3 Trondhjémites" de Barker et Arth, 1976). La richesse en Al_2O_3 se matérialise par la présence de corindon normatif (1% avec $\sigma = 0,8$). Ce caractère apparaît classiquement dans les termes des suites trondhjémittiques dont la teneur en SiO_2 dépasse 65% (Cawthorn et Brown, 1976 ; Cawthorn et al., 1976 ; Barker, 1979 ; Barker et Millard, 1979).

Il semble donc bien qu'une grande partie au moins des gneiss gris, soit trondhjémittique mais il reste à préciser si les TTG appartiennent ou non à des lignées trondhjémittiques telles celles définies par Barker et Arth (1976) et Arth et al. (1978), à partir des suites magmatiques de Finlande du Sud-Ouest. La figure 10-7 représente le diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$), dans celui-ci à la suite de Kuno (1960) et de Mac Donald et Katsura (1964), Barker et Arth (1976) ont distingué trois domaines (tholéiitique, calco-alcalin, alcalin), la suite trondhjémittique de Finlande du Sud-Ouest s'inscrivant dans le domaine calco-alcalin.

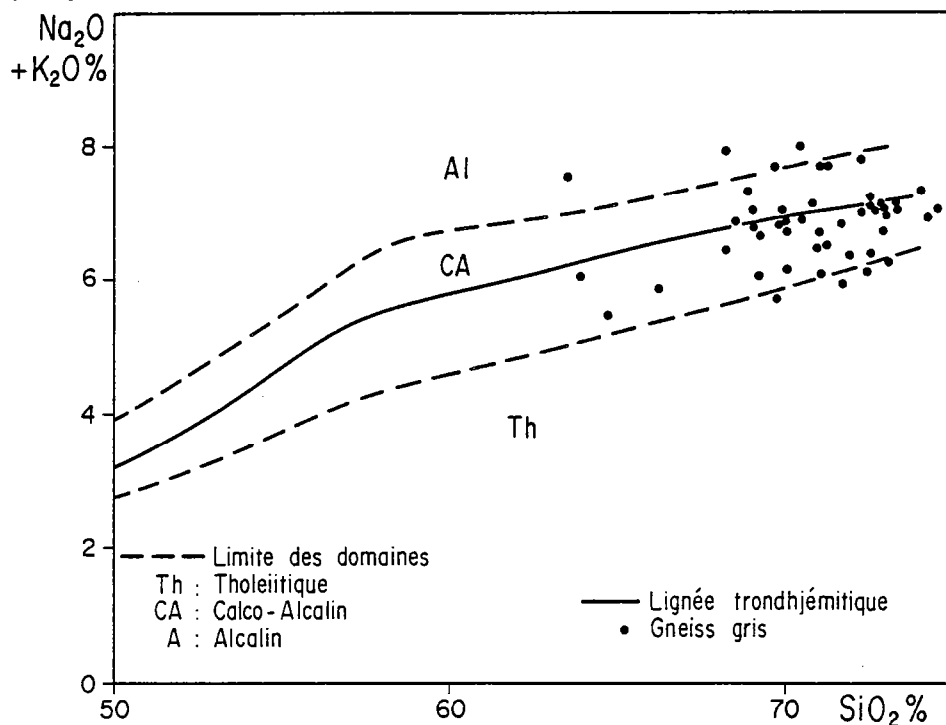


Fig. 10-7 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$ permettant de distinguer les suites alcalines, calco-alcalines et tholéiitiques (Kuno, 1960 ; Mac Donald et Katsura, 1964). La lignée évolutive de la suite trondhjémittique de Finlande du Sud-Ouest (Barker et Arth, 1976) a aussi été figurée.

Les TTG du Kainuu se localisent sur le côté droit du graphe dans la zone des fortes teneurs en SiO_2 . Sans équivoque possible, ces gneiss sont d'affinité calco-alcaline, mais si, bon nombre de points se concentrent bien autour de la ligne d'évolution des séries trondhjémitiques, il n'est toutefois pas possible d'affirmer qu'ils appartiennent bien à une telle série. Le même type d'imprécision ressort aussi d'un diagramme triangulaire A-F-M, qui ne fait pas intervenir les seuls alcalins et alcalino-terreux (Figure 10-8). Les gneiss s'y placent tous dans le champ des roches calco-alcalines, près du pôle A et le long de la ligne "trondhjémitique".

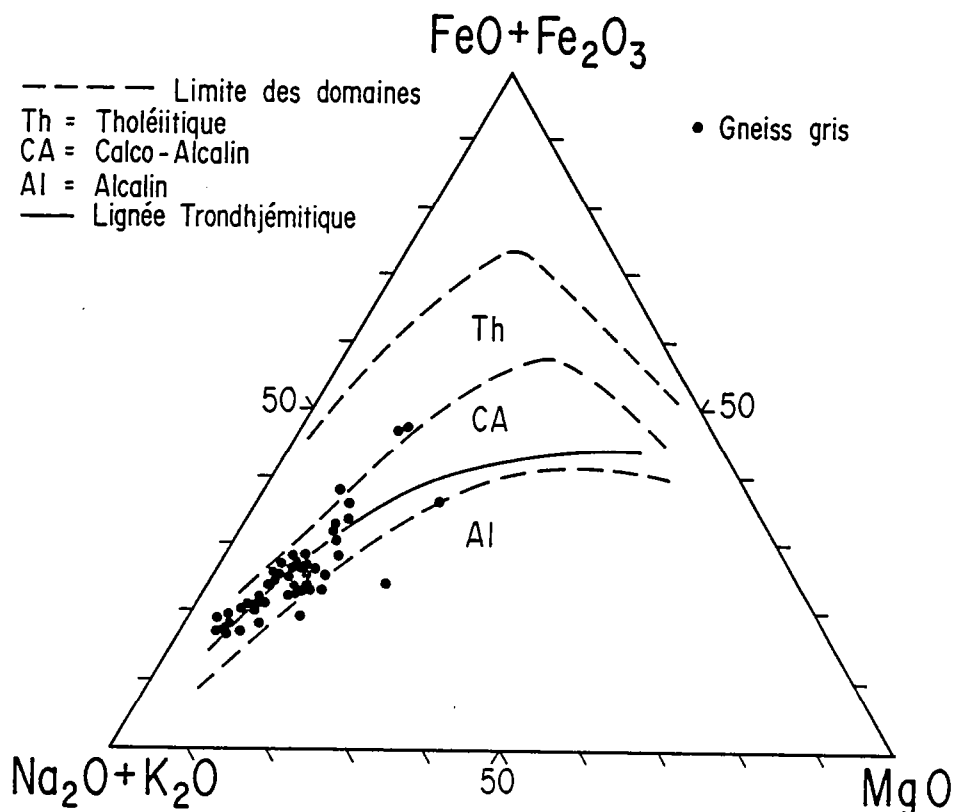


Fig. 10-8 : Diagramme A-F-M (Kuno, 1968) montrant le caractère calco-alcalin des gneiss gris.

Afin de lever cette ambiguïté deux autres graphes ont été utilisés, il s'agit du triangle normatif Q-Ab-Or (Fig. 10-9) et du diagramme K-Na-Ca (Fig. 10-10). Ils permettent de distinguer les suites trondhjémitiques des suites calco-alcalines classiques, en particulier grâce à la relative pauvreté en K_2O des premières (Barker et Arth, 1976). Sur ces deux figures, presque toutes les TTG du Kainuu se disposent sur la droite d'évolution des lignées trondhjémitiques, démontrant ainsi clairement leur appartenance à ce type de série de différenciation et confirmant les données de l'analyse pétrographique (chapitre 3). Quelques points s'éloignent légèrement de cette tendance et se placent entre les lignées trondhjémitique et calco-alcaline classique, sans jamais toutefois présenter aucune affinité avec cette dernière.

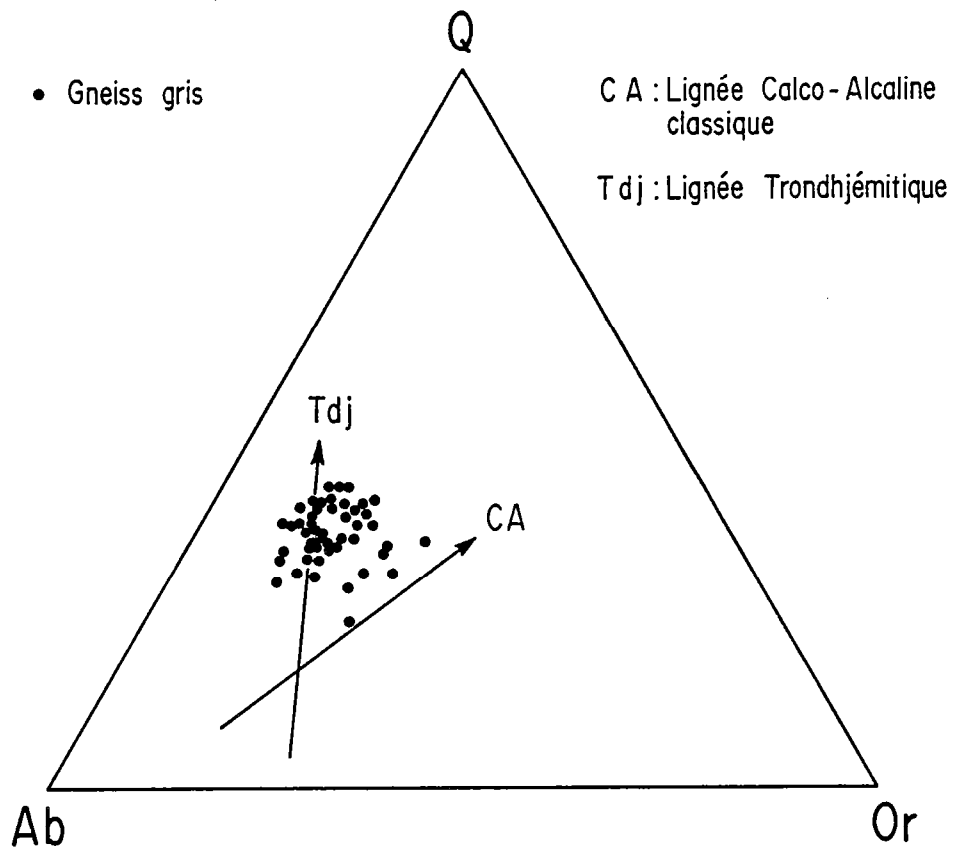


Fig. 10-9 : Diagramme Q-Ab-Or d'après Barker et Arth (1976) permettant de distinguer les lignées trondhémétiques des lignées calco-alcalines classiques.

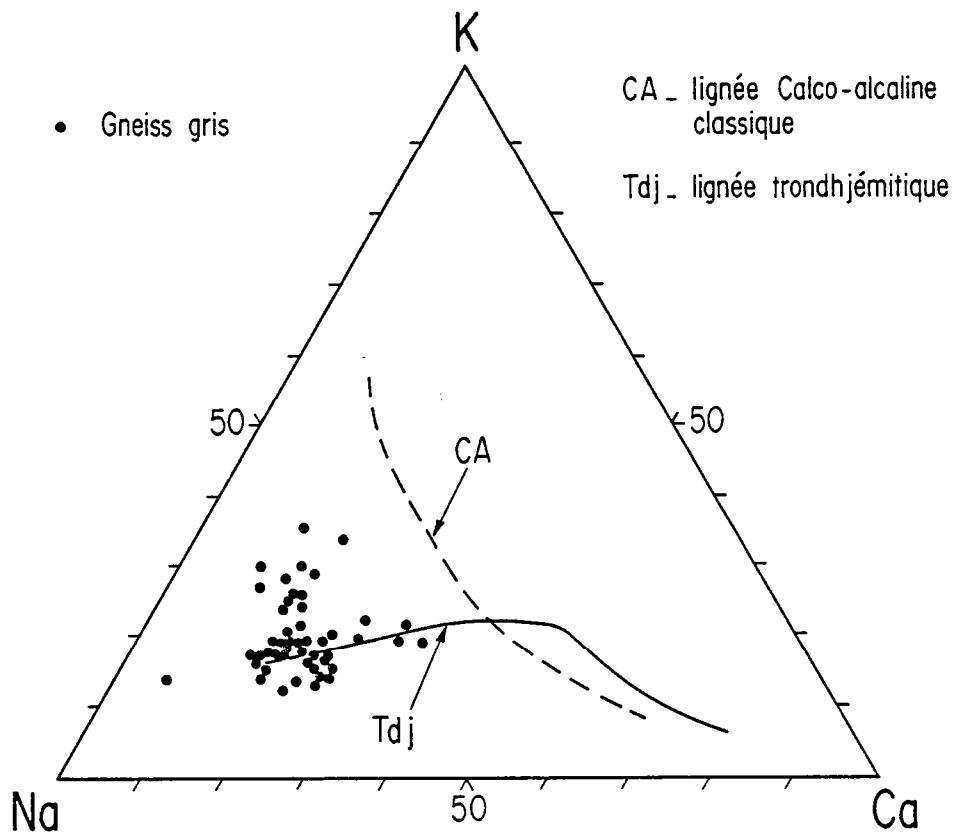


Fig. 10-10 : Diagramme K-Na-Ca d'après Barker et Arth (1976) montrant le caractère trondhémétique des gneiss gris du Kainuu.

En guise de conclusion, il faut retenir que :

- (1) Les gneiss gris du Kainuu sont des TTG classiques qui possèdent des compositions très homogènes.
- (2) Bien qu'appartenant à une série calco-alcaline, les TTG par leur relative pauvreté en K_2O , définissent une lignée trondhjémitique typique.
- (3) Les gneiss gris sont des TTG riches en Al_2O_3 ($Al_2O_3 > 15\%$ pour $SiO_2 \sim 70\%$).
- (4) Tous les caractères chimiques des gneiss gris en font des granitoïdes de type I (Chappell et White, 1974 ; Hine et al., 1978 ; Didier et al., 1982). (Tableau 10-3). Ceci confirme parfaitement les conclusions déjà tirées uniquement à partir de la composition minéralogique des gneiss (tab. 3-2).

	Type I	Gneiss Gris	Type S
$\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ (mol)	< 1,1	+ 1,04	> 1,1
$Na_2O \%$	> 3,2	+ 4,51	< 3,2
Na/K	élevé	+ 3,01	faible
Corindon normatif	< 1 %	~ 1 %	> 1 %
I_{Sr}	faible	+ 0,7011 à 0,7024	élevé
ϵ_{Nd}^{CHUR} T	+ 0,4 à -8	+ + 0,4 à - 2	- 6 à - 10

Tab. 10-3 : Comparaison des principaux caractères chimiques des gneiss gris avec les caractères équivalents des granitoïdes de type I et S (d'après Chappell et White, 1974 ; Hine et al., 1978 ; Didier et al., 1982).

10.3. Les processus de fractionnement.

10.31) Les éléments majeurs.

10.311) Avant-Propos.

Aucune analyse chimique n'a été faite sur les minéraux des gneiss gris. Comme ils ne sont pas des constituants magmatiques primaires, mais des minéraux provenant du métamorphisme des TTG, leur analyse n'aurait rien apporté à la compréhension de l'histoire magmatique de ces matériaux. En raison de cette lacune, je procéderai par analogie avec des séries différenciées analogues, et les compositions des minéraux utilisés dans les calculs seront celles de ceux analysés dans de telles séries. En ce qui concerne les minéraux ferro-magnésiens, se pose le problème de la valeur de leur rapport FeO/MgO . Celui-ci peut varier dans d'assez grandes proportions d'un massif à l'autre. Afin de m'affranchir de cette incertitude, je con-

sidérerai que tous les minéraux ferro-magnésiens possèdent ici, le même rapport FeO/MgO que leur roche hôte. En conséquence, dans la suite de cet exposé, plutôt que de prendre en compte séparément FeO et MgO, je n'utiliserai que la somme ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$).

Par ailleurs, P_2O_5 et MnO figurent toujours en très faible quantité dans les TTG ($\bar{x}_{\text{P}_2\text{O}_5} = 0,11\%$, $\sigma_{\text{P}_2\text{O}_5} = 0,06$, $\bar{x}_{\text{MnO}} = 0,04\%$, $\sigma_{\text{MnO}} = 0,02$). Pour cette raison, ils se seront pas pris en compte dans les calculs géochimiques en éléments majeurs, leur rôle et influence dans ces modèles étant considérés comme négligeables.

10.312) Les diagrammes oxyde = f (SiO_2)

SiO_2 a été choisi pour figurer en abscisse dans ces diagrammes, car c'est l'oxyde qui, en valeur absolue, varie le plus. Il permet donc le mieux de mettre en évidence les lignées de différenciation. Les échantillons provenant de quatre massifs ont été représentés dans ces diagrammes : il s'agit de Kivijärvi s.s. (Figure 10-11), Naavala (Figure 10-12), Kuusamonkylä (Figure 10-13) et Kivivaara (Figure 10-14). Les graphes appellent quelques commentaires :

- (1) Les lignées de différenciation sont peu étendues, ce qui se matérialise par l'étalement relativement faible des teneurs en SiO_2 (de 68% à 74,5%), seul un échantillon de Kivivaara possède une teneur en SiO_2 basse (64,7%). En conséquence, si les phénomènes de différenciation ont bien existé, ils n'ont pas été suffisants pour provoquer un fractionnement géochimique important.
- (2) Exception faite du massif de Kivivaara, les trois autres massifs montrent que les processus de fractionnement ont été simples, tous les points s'alignent selon une droite qui ne présente pas de rupture de pente. On peut donc en conclure que le minéral ou mélange de minéraux qui a fractionné a conservé une composition relativement constante tout au long du phénomène. Ce caractère est bien évidemment tout à fait compatible avec des processus de différenciation de faible ampleur.

Pour ce qui est de Kivivaara (Fig. 10-14) il semble que les points définissent une ligne brisée dont la branche correspondant aux roches les plus acides, est tout à fait semblable à celle des autres massifs. Un tel changement de tendance permet de préciser un peu la nature des processus mis en jeu. En effet, lorsque les points s'alignent sans rupture de pente, il peut s'agir de cristallisation fractionnée, de fusion partielle, de mélange ou de contamination. Ces deux derniers phénomènes ne peuvent produire que des lignées rectilignes. En conséquence, on a ici affaire soit à de la cristallisation fractionnée, soit à de la fusion partielle.

- (3) Les quatre massifs montrent le même type d'évolution, ce qui signifie que dans tous les cas le processus géochimique de fractionnement a été le même. Seules les différences de pente des droites de corrélation indiquent que les modalités de détail ont été légèrement différentes d'un massif à l'autre.
- (4) De nombreux éléments se corrélaient bien avec SiO_2 , il s'agit d' Al_2O_3 , de ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$), de TiO_2 , de CaO et dans une moindre mesure de Na_2O . K_2O quant à lui s'il affiche bien des tendances évolutives générales, ne présente aucune corrélation digne de ce nom. C'est cependant le seul élément dont la teneur augmente en même temps que celle en SiO_2 .
- (5) L'existence de corrélations négatives entre SiO_2 et les autres éléments exception faite de K_2O nous renseigne sur la nature du solide qui a fractionné : il était riche en Al_2O_3 , ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$), TiO_2 , CaO et Na_2O et pauvre en K_2O . Aucun minéral commun n'est à la fois riche en tous ces oxydes; ce n'est donc pas un seul minéral qui a fractionné, mais un assemblage de plusieurs minéraux. Parmi ceux-ci, la biotite, la hornblende, le clinopyroxène, le plagioclase et les minéraux opaques, ont pu jouer ce rôle.

KIVIJÄRVI

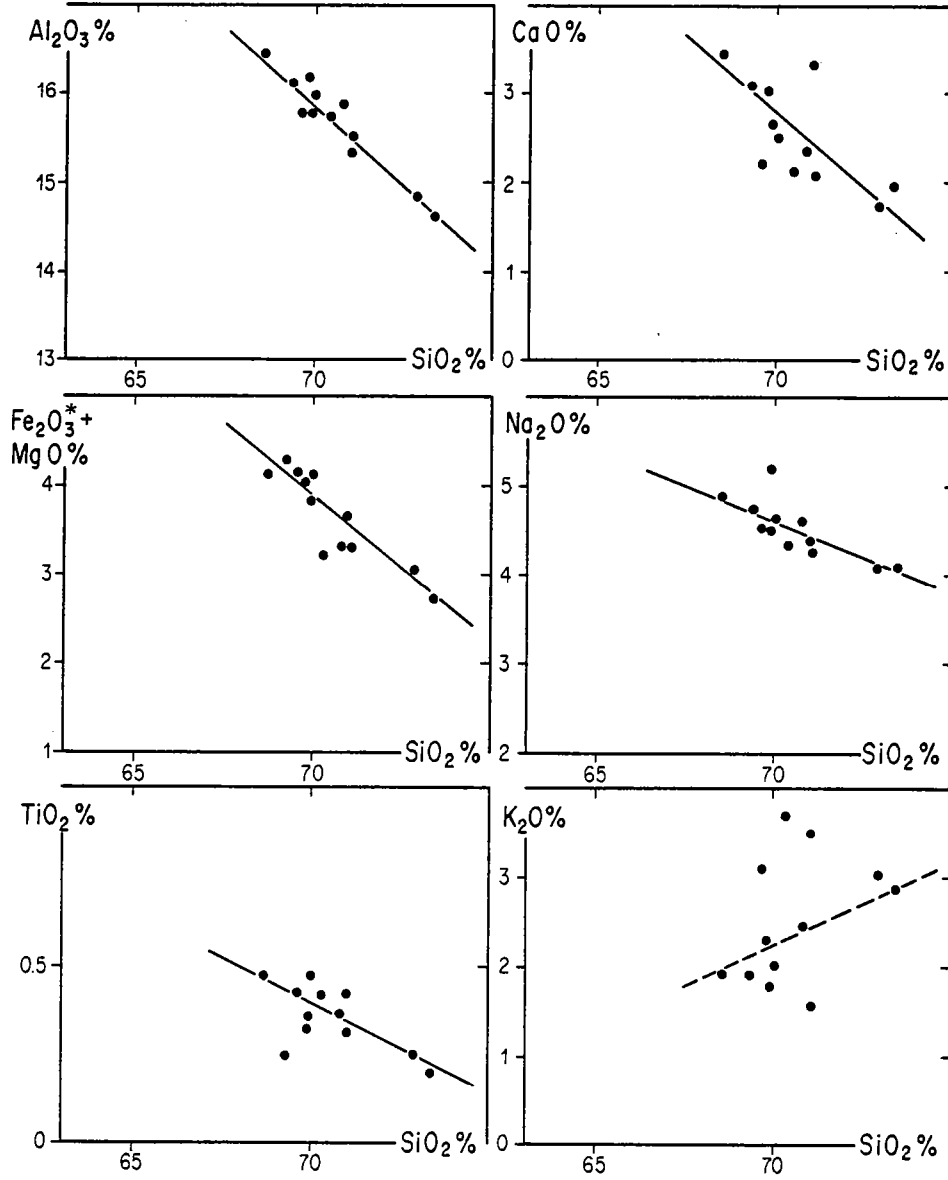


Fig. 10-11 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) pour les gneiss gris de Kivijärvi s.s.

NAAVALA

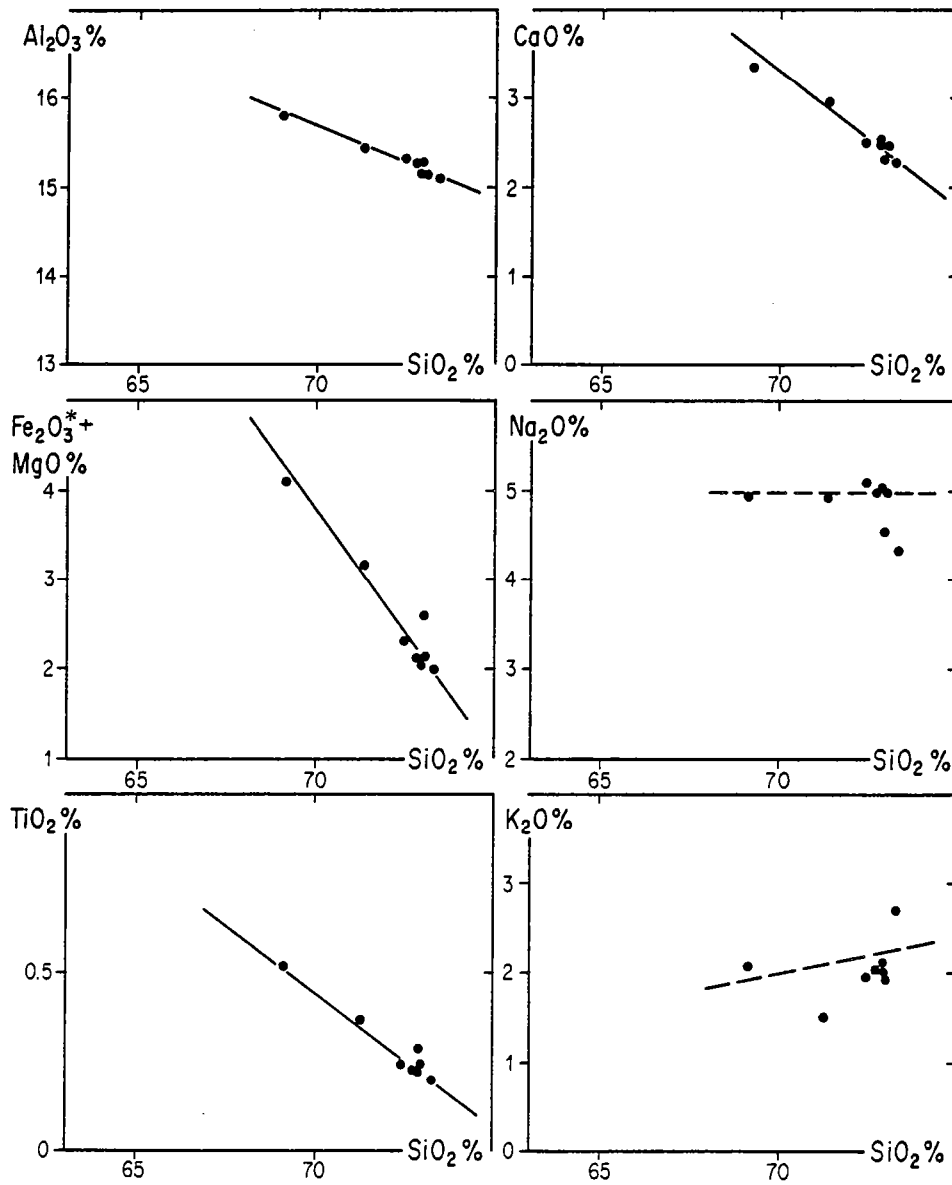


Fig. 10-12 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) pour les gneiss gris de Naavala s.s.

KUUSAMONKYLA

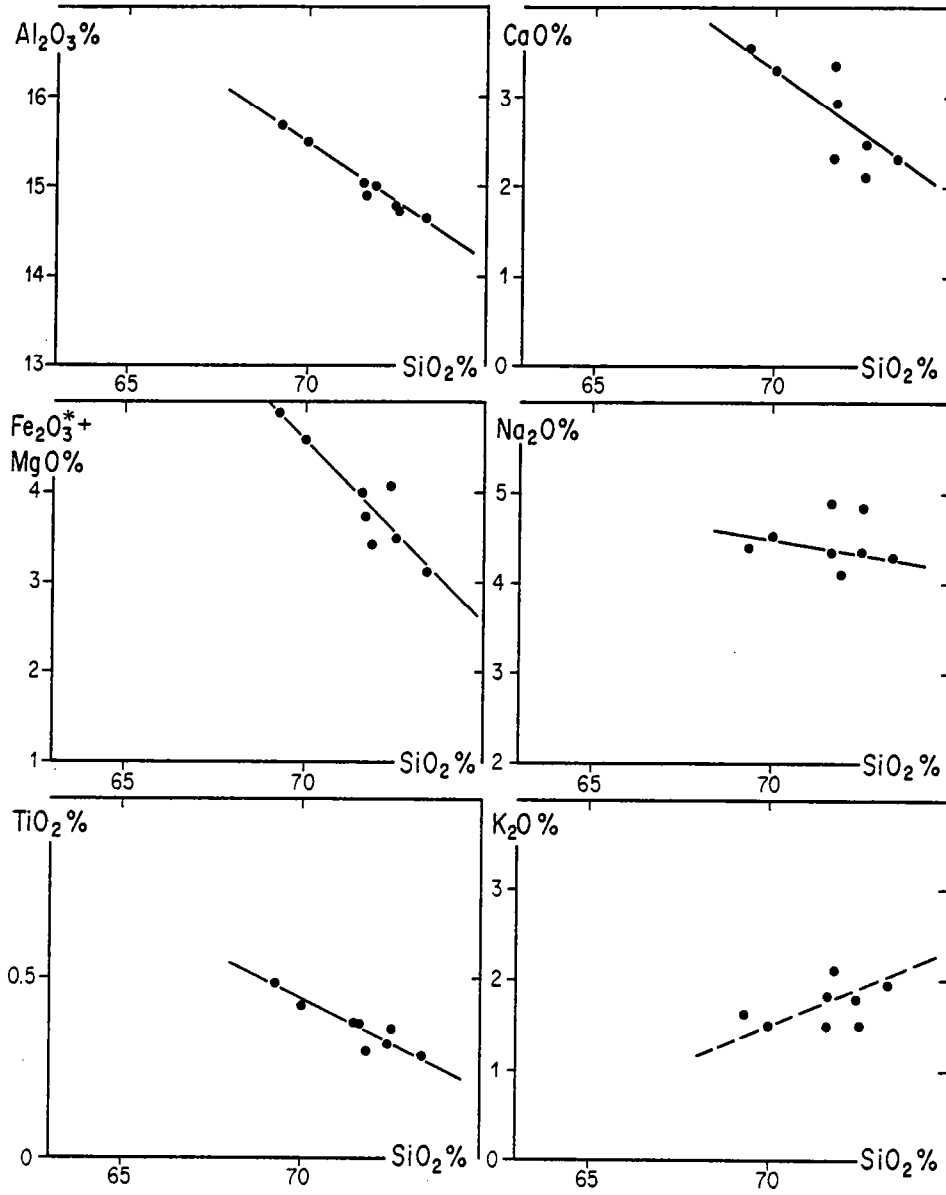


Fig. 10-13 : Diagrammes oxyde = $f(\text{SiO}_2)$ pour les gneiss gris de Kuusamonkylä.

KIVIVAARA

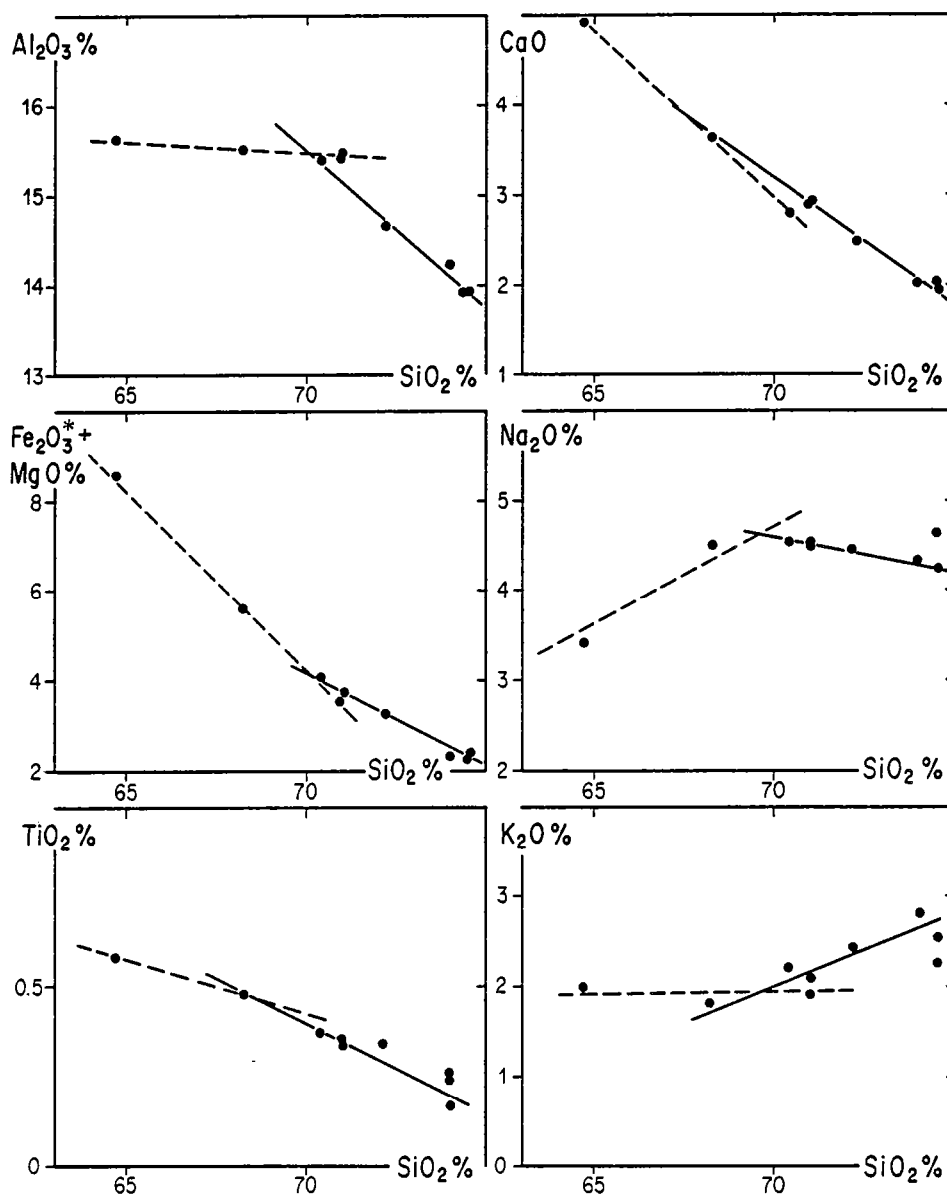


Fig. 10-14 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) pour les gneiss gris de Kivivaara.

Dans le cas de liquides riches en SiO_2 (> 68 %) le fractionnement de clinopyroxène semble hautement improbable (voir Arth et al., 1978 ; Barker, 1979 ; Jacquemin, 1981...). Par ailleurs K_2O ne présente pas de bonnes corrélations avec SiO_2 , il est toutefois très net que lorsque SiO_2 croît, K_2O augmente aussi, c'est à dire qu'au cours de la différenciation du magma celui-ci s'est enrichi en K_2O et donc que l'assemblage minéral qui a fractionné ne contenait pas ou très peu de K_2O . En conséquence, on peut conclure qu'il était dépourvu de biotite et de feldspath potassique. En d'autres termes, l'assemblage le plus probable semble être un mélange de hornblende et de plagioclase avec peut être aussi des minéraux opaques.

La présence de cassure dans les lignées évolutives a permis d'écarter les hypothèses de mélange et de contamination et de ne retenir que la cristallisation fractionnée et la fusion partielle. L'étude pétrographique a montré dans les gneiss gris l'existence de minéraux régulièrement zonés (zircon, allanite...) qui pourrait indiquer que le processus de différenciation était la cristallisation fractionnée. Cependant, le métamorphisme aurait pu, lui aussi, provoquer une zonation des minéraux. En fait, en l'absence de caractères pétrographiques plaçant indubitablement en faveur de la cristallisation fractionnée, seuls les éléments en traces permettent de trancher entre les deux phénomènes. La figure 10-15 montre le caractère compatible de Ni (a) et de Co (b), dont la teneur diminue lorsque SiO_2 augmente; Sr est le seul élément qui affiche un comportement incompatible (c). Dans les graphes $\log(\text{Ni}) = f(\log(\text{Sr}))$ (d) et $\log(\text{Co}) = f(\log(\text{Sr}))$ (e) { $\log(\text{compatible}) = f(\log(\text{incompatible}))$ } les gneiss gris définissent des lignées évolutives montrant sans équivoque leur origine par cristallisation fractionnée. Ce processus de différenciation est très fréquent, et même omni-présent dans les séries magmatiques du type de celles du Kainuu. La zonation de certains minéraux (zircon, allanite,...) peut donc être le fait de la cristallisation fractionnée, ce qui implique qu'ils ont joué un rôle au cours de ce phénomène. Leur abondance et leur composition sont telles que leur influence sur la teneur en éléments majeurs du magma est négligeable, par contre, leur grande richesse en certains éléments en traces (Zr, Terres Rares) fait qu'ils devront être pris en compte lors de l'établissement de modèles reposant sur ces éléments.

Enfin, d'autres minéraux, présents dans les gneiss gris et jouant un rôle important au cours de la cristallisation de séries analogues, peuvent avoir participé au fractionnement des TTG du Kainuu, il s'agit entre autres de la magnétite et de l'ilménite.

10.313) La cristallisation fractionnée.

10.3131) Le modèle mathématique.

Le but de ce calcul est de connaître la composition modale et chimique des cumulats qui ont été séparés du liquide au cours du processus de cristallisation fractionnée. Le principe du calcul est simple : il suffit de résoudre un système de n équations à n inconnues, où n représente le nombre de minéraux constituant le cumulat. Toutefois, la simplicité du calcul n'est qu'apparente car :

- (1) Le nombre d'éléments chimiques sur lequel porte le calcul (ici 7) est supérieur au nombre de minéraux présents dans le cumulat, on se trouve alors en présence de plus d'équations que d'inconnues.
- (2) Si l'on peut évaluer avec une précision suffisante la composition de certains minéraux (Hornblende, Biotite, ...) il n'en est pas de même pour certains autres. Par exemple la composition du plagioclase peut varier de façon continue entre celle de l'albite et celle de l'anorthite. Lorsque cette contrainte est prise en compte, tout se passe comme si le nombre de minéraux (n) tendait vers l'infini.

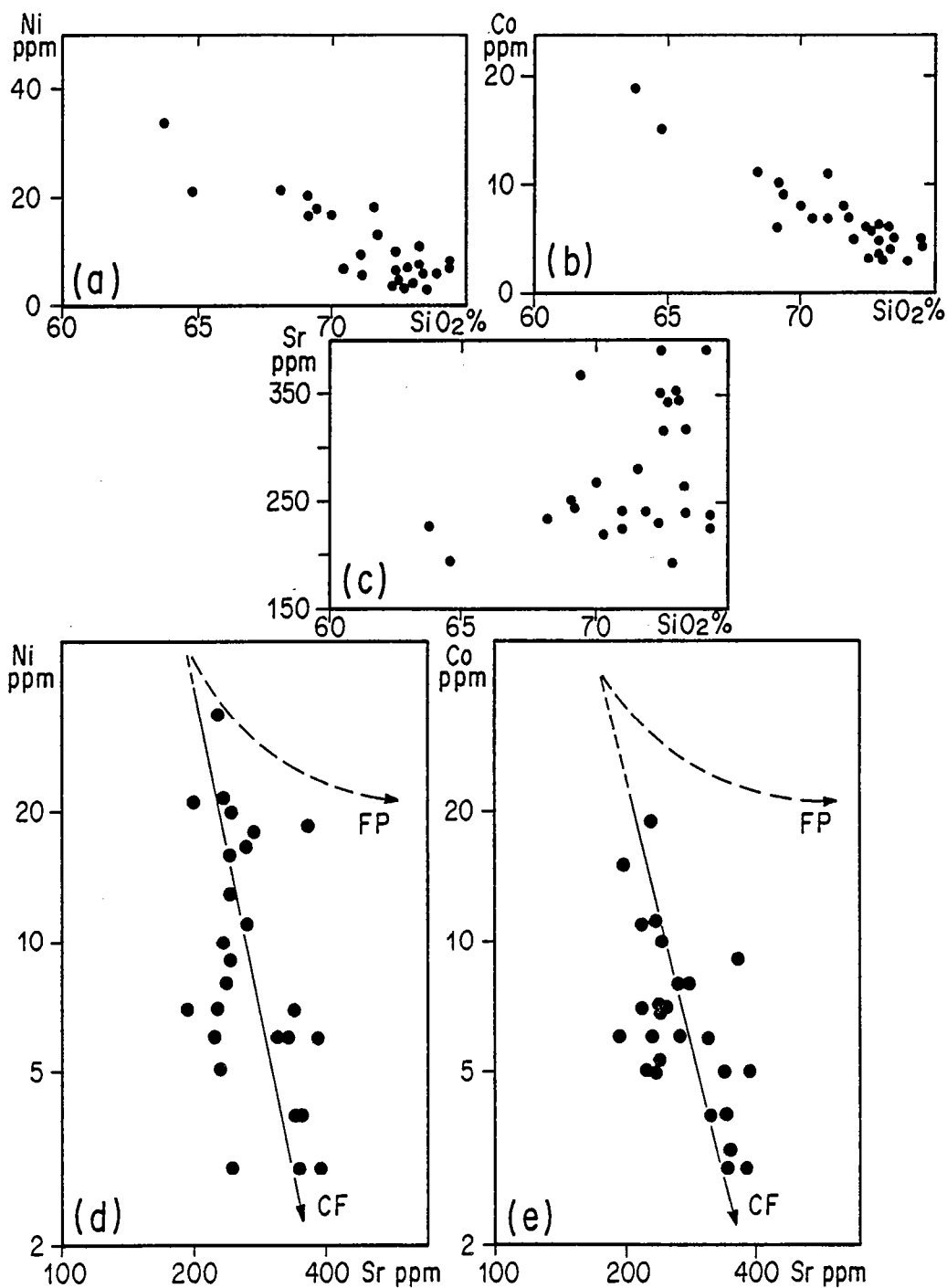


Fig. 10-15 : Diagrammes Ni - $f(\text{SiO}_2)$ (a), Co = $f(\text{SiO}_2)$ (b) et Sr = $f(\text{SiO}_2)$ (c) montrant le caractère compatible de Ni et Co et incompatible de Sr. Les graphes $\log(\text{Ni}) = f(\log(\text{Sr}))$ (d) et $\log(\text{Co}) = f(\log(\text{Sr}))$ (e) mettent nettement en évidence le rôle prépondérant joué par la cristallisation fractionnée au cours de la différenciation des TTG. L'hypothèse d'un fractionnement par fusion partielle peut être rejetée.

Afin de s'affranchir de ces difficultés, l'algorithme de calcul a été le suivant pour chaque massif :

- (1) Calcul de l'équation de la droite de fractionnement dans un espace à m dimensions ($m=7$). Cette équation représente en quelque sorte les données analytiques.
- (2) Si n est le nombre de minéraux présents dans le cumulat (le plagioclase ne comptant ici que pour un minéral), résolution de x systèmes de n équations à n inconnues. x est choisi de telle sorte que chaque élément chimique figure au moins une fois dans un système d'équations.
- (3) A partir des solutions indépendantes ainsi calculées, on effectue une comparaison de ces valeurs théoriques (T) avec la donnée analytique (A) de même teneur en SiO_2 et située sur la droite calculée en (1). On calcule alors l'écart relatif (Δ) entre ces deux valeurs tel que :

$$\Delta = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left| \frac{T_i - A_i}{A_i} \right| * 100$$

- (4) Cette séquence de calcul est effectuée de façon répétitive pour différentes compositions du plagioclase. La composition du cumulat qui sera finalement retenue sera celle qui présentera la meilleure concordance avec les données analytiques c'est à dire la valeur de Δ la plus faible possible.

Ce mode de calcul s'il est simple est par contre long à mettre en oeuvre et ce d'autant plus que le pas de variation de la composition du plagioclase est petit. Il est donc absolument nécessaire de faire exécuter cet algorithme par un ordinateur. Le programme a été écrit en BASIC pour un ordinateur HP 9845 B.

Les résultats seront présentés de deux façons différentes :

- (1) sous forme de tableaux comparatifs dans lesquels figurent : la meilleure valeur théorique calculée (T), la donnée analytique correspondante (A) ainsi que la valeur de Δ .
- (2) sous forme d'un graphe rectangulaire $\log(T) = f(\log(A))$.

Dans un tel diagramme une parfaite concordance entre le modèle et les données implique que les points représentatifs de chaque oxyde se situent sur une droite d'équation $y = x$. Sur les graphes autour de cette droite est figurée une bande limitée par les droites $y = 1,1 x$ et $y = 0,9 x$. Cette bande définit une surface dans laquelle se placent les oxydes pour lesquels l'accord entre la théorie et les données analytiques est réalisé avec une précision supérieure ou égale à 90% ($\Delta < 10\%$).

10.3132) Choix de la composition des minéraux.

Seul un nombre limité de minéraux peut raisonnablement faire partie du cumulat, il s'agit de : la biotite, la hornblende, le plagioclase, l'ilménite et la magnétite.

En ce qui concerne les deux premiers, les analyses choisies (Tab. 10-4) sont celles de minéraux ayant cristallisé au cours de la différenciation des lignées trondjhémiques de Finlande du Sud-Ouest (Arth et al., 1978). Il faut aussi remarquer que la composition des minéraux, retenue ici est tout à fait semblable à celle des minéraux de la même famille provenant de diverses tonalites et granodiorites (Deer et al., 1963 ; Leake, 1968...). Les compositions de l'ilménite et de la magnétite qui ne sont pas sujettes à de grandes variations ont été extraites de Deer et al. (1963), quant au plagioclase s'il montre des variations de composition entre deux pôles, celles-ci sont linéaires. A partir d'analyses extraites de différents ouvrages (entre autres Deer et al., 1963), j'ai calculé cette droite de corrélation et j'en ai déduit la composition de chaque plagioclase en fonction de sa teneur en anorthite (tab. 10-4).

	Biotite	Hornblende	Plagioclase An ₂₀	Plagioclase An ₃₀	Plagioclase An ₄₀	Ilménite	Magnétite
SiO ₂	36,25	42,21	63,28	60,70	58,12	-	-
Al ₂ O ₃	20,17	13,51	22,94	24,61	26,29	-	-
Fe ₂ O ₃ + MgO	30,50	27,19	0,20	0,24	0,27	50,00	100,00
CaO	0,04	12,21	3,93	6,02	8,10	-	-
Na ₂ O	0,36	2,01	9,14	7,95	6,75	-	-
K ₂ O	9,69	0,55	0,32	0,29	0,26	-	-
TiO ₂	2,73	1,63	-	-	-	50,00	-

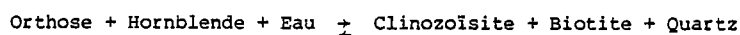
Tab. 10-4: Composition en éléments majeurs des minéraux utilisés pour le calcul du modèle mathématique (d'après Deer et al., 1963 pour le plagioclase, l'ilménite et la magnétite ; Arth et al., 1978 pour la biotite et la hornblende).

10.3133) Résultats et Discussion.

Les figures 10-16a à 10-16f essaient pour chaque élément chimique, de résumer et de synthétiser l'ensemble des résultats dont le détail massif par massif a aussi été figuré (Fig. 10-17 et tab. 10-5 pour Kivijärvi s.s., Fig. 10-18 et tab. 10-6 pour Naavala ; Fig. 10-19 et tab. 10-7 pour Kuusamonkylä ; Fig. 10-20 et tab. 10-8 pour Kivivaara).

Les résultats constituent un bilan géochimique global, c'est à dire que seuls les processus ayant en fin d'évolution induit des modifications géochimiques notables peuvent être décelés. Les étapes intermédiaires si elles n'ont pas d'incidence sur le bilan géochimique final ne peuvent pas être détectées par cette méthode. Aussi les résultats des calculs nécessitent-ils quelques commentaires :

- (1) Un processus de cristallisation fractionnée peut rendre compte des lignées évolutives mises en évidence dans les différents massifs de TTG du Kainuu.
- (2) Les calculs effectués en considérant un cumulat constitué d'une combinaison de quelques uns ou de tous les minéraux suivants (clinopyroxène, biotite, hornblende, plagioclase, feldspath alcalin) montrent qu'il n'existe pas de solution positive lorsque le clinopyroxène et/ou le feldspath alcalin sont présents.
- (3) Dans un seul cas la biotite peut représenter jusqu'à 2% du cumulat. Pour cette raison il semble qu'elle ait joué un rôle négligeable et elle n'a donc pas été prise en compte dans le calcul du modèle final. Ce résultat peut paraître surprenant, car la biotite est toujours abondante dans les gneiss gris. Deux processus peuvent expliquer cela : i) la biotite actuellement observable dans les gneiss gris est uniquement métamorphique et elle provient de la destabilisation de la hornblende selon une réaction du type :



(voir discussion § 3.4). ii) Le modèle mathématique ne peut pas mettre en évidence le fractionnement de la biotite car il n'a pas eu d'influence sur le bilan géochimique global. Classiquement au cours de la cristallisation de magmas méta-alumineux tels que les TTG la hornblende cristallise avant la biotite. Abbott (1981) a montré que la cristallisation de hornblende enrichit le liquide en Al₂O₃ ; celui-ci tendant alors à devenir per-alumineux, la réaction Liquide + Hornblende → Biotite (1) peut se produire. Le fait qu'un tel processus n'ait eu aucune influence sur le bilan géochimique global indique que le fractionnement de la biotite a été négligeable par rapport à celui de la hornblende. Le schéma évolutif le plus

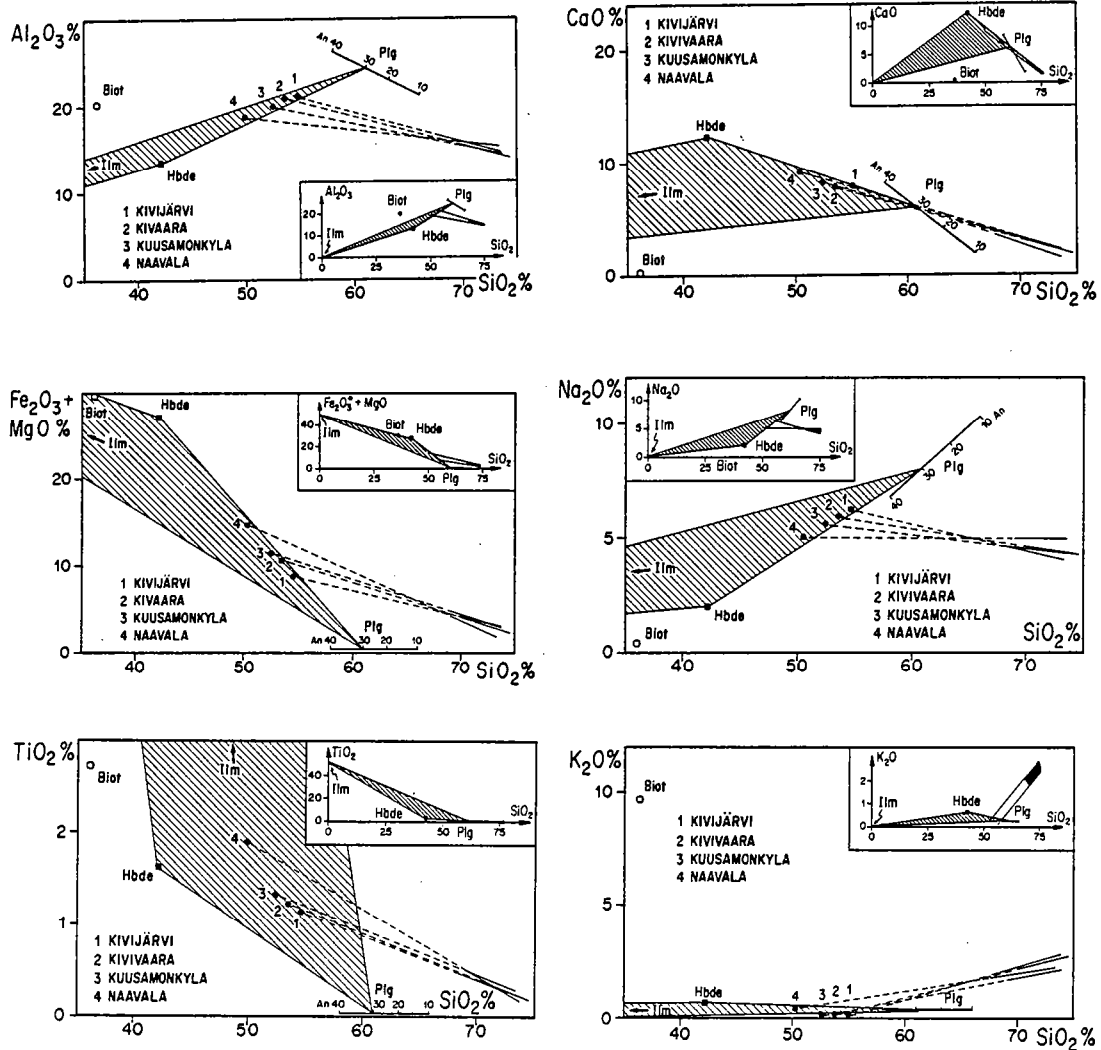


Fig. 10-16 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) pour Al_2O_3 (a) ; $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (b) ; TiO_2 (c) ; CaO (d) ; Na_2O (e) et K_2O (f). La composition des minéraux constituant le cumulat a été figurée : Biot = biotite; Hbde = hornblende; Plg = plagioclase; Ilm = ilménite. Les droites représentent les lignes de différenciation des massifs de TTG et les points noirs, la composition calculée des cumulats (1 = Kivijärvi; 2 = Kivivaara; 3 = Kuusamonkylä; 4 = Naavala).

KIVIJARVI S.S

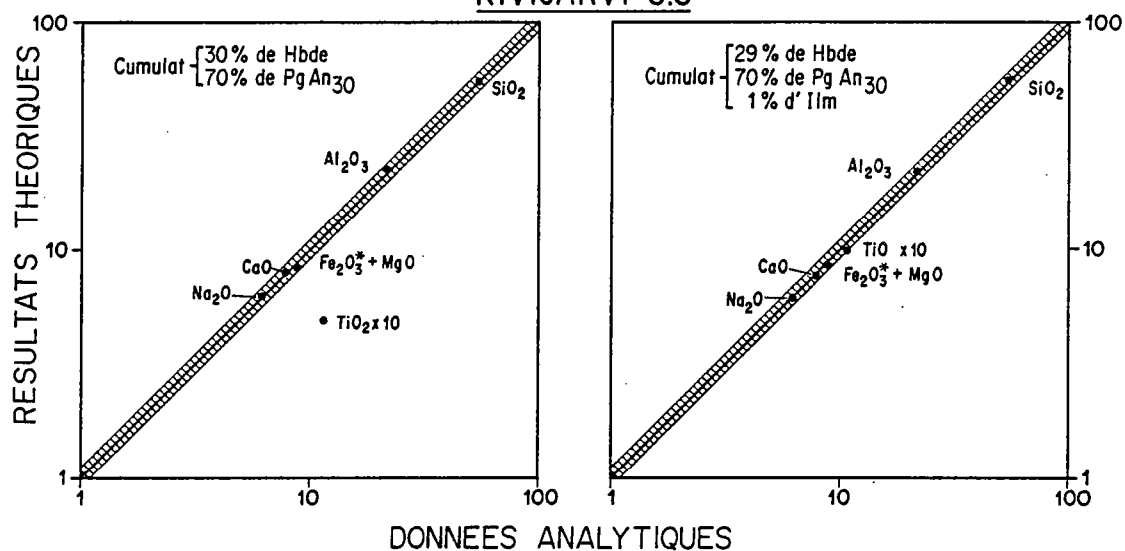


Fig. 10-17 Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique)) montrant la bonne concordance entre les données théoriques et analytiques dans le cas des gneiss de Kivijärvi.

KIVIJARVI s.s.							
	Cumulat 30% Hornblende 70% Plagioclase An ₃₀				Cumulat 29% Hornblende 70% Plagioclase An ₃₀ 1 % Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 10,7$		T	A	$\bar{\Delta} = 3,9$
SiO ₂	55,15	55,15	0		54,73	54,73	0
Al ₂ O ₃	21,28	21,05	1,1		21,14	21,19	0,2
Fe ₂ O ₃ * + MgO	8,20	8,65	5,2		8,55	8,79	2,7
CaO	7,90	7,85	0,6		7,75	7,99	3,0
Na ₂ O	6,17	6,19	0,3		6,15	6,23	1,3
K ₂ O	0,37	~ 0	-		0,36	~ 0	-
TiO ₂	0,49	1,14	57,0		0,97	1,16	16,4
T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$							

Tab. 10-5 : Tableau montrant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des gneiss de Kivijärvi.

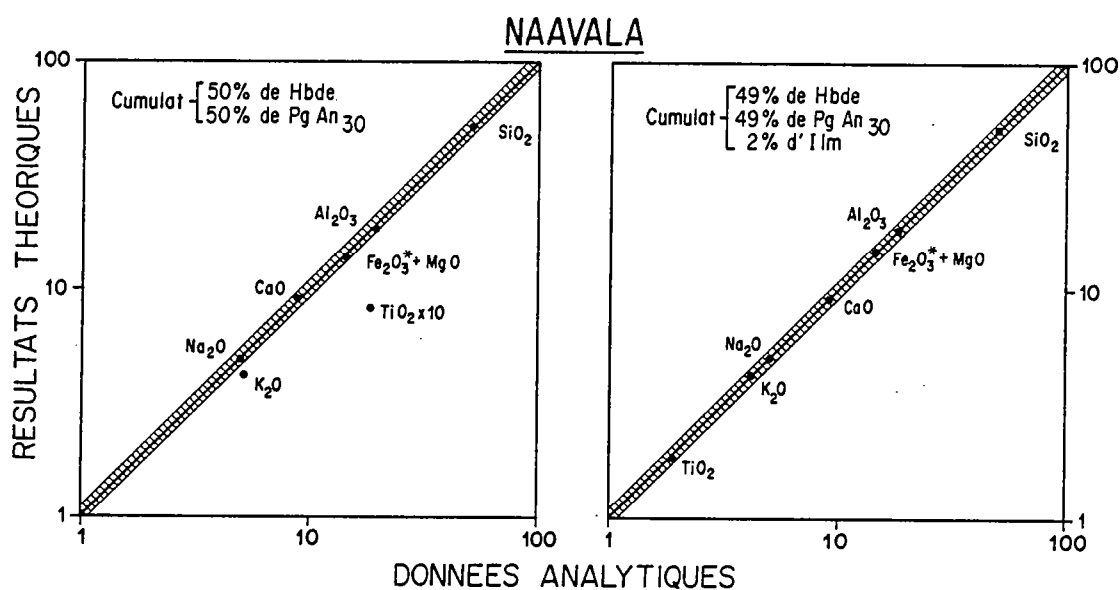


Fig. 10-18 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique))
montrant la bonne concordance entre les données théoriques et
analytiques dans le cas des gneiss de Naavala.

NAAVALA							
	Cumulat 50 % Hornblende 50 % Plagioclase An ₃₀				Cumulat 49% Hornblende 49% Plagioclase An ₃₀ 2 % Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 11,9$		T	A	$\bar{\Delta} = 1,9$
SiO ₂	51,45	51,45	0		50,42	50,42	0
Al ₂ O ₃	19,06	18,69	2,0		18,67	18,80	0,7
Fe ₂ O ₃ * + MgO	13,72	14,19	3,3		14,59	14,75	1,1
CaO	9,12	8,87	2,8		8,93	9,17	2,6
Na ₂ O	4,98	5,00	0,4		4,90	5,00	2,0
K ₂ O	0,42	0,52	19,2		0,42	0,43	2,3
TiO ₂	0,82	1,84	55,4		1,81	1,91	5,2
T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$							

Tab. 10-6 : Tableau montrant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des gneiss de Naavala.

KUUSAMONKYLA

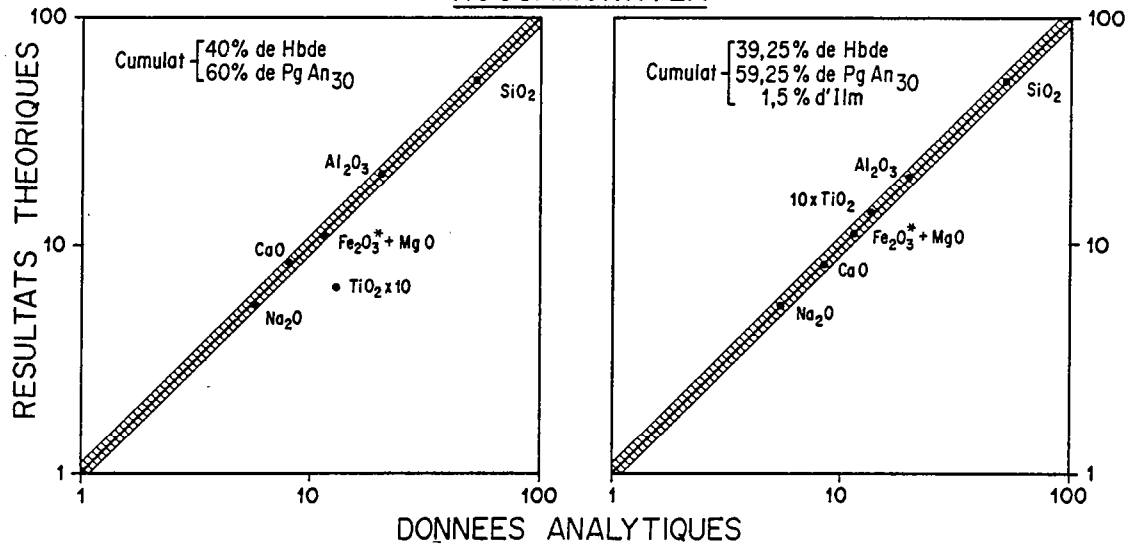


Fig.10-19 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique)) montrant la bonne concordance entre les données théoriques et analytiques dans le cas des gneiss de Kuusamonkyla.

KUUSAMONKYLA							
	Cumulat 40 % Hornblende 60 % Plagioclase An ₃₀				39,25% Hornblende Cumulat 59,25 % Plagioclase An ₃₀ 1,5 % Ilménite		
	T	A	$\frac{\Delta}{\bar{A}} = 10,4$		T	A	$\frac{\Delta}{\bar{A}} = 1,5$
SiO ₂	53,30	53,30	0		52,53	52,53	0
Al ₂ O ₃	20,17	19,84	1,6		19,88	20,04	0,8
Fe ₂ O ₃ * + MgO	10,88	11,28	3,5		11,56	11,59	0,2
CaO	8,50	7,98	6,5		8,36	8,20	1,9
Na ₂ O	5,57	5,50	1,2		5,50	5,55	0,9
K ₂ O	0,40	~ 0	-		0,39	~ 0	-
TiO ₂	0,65	1,29	49,6		1,39	1,32	5,3
T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$							

Tab. 10-7 : Tableau montrant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des gneiss de Kuusamonkyla.

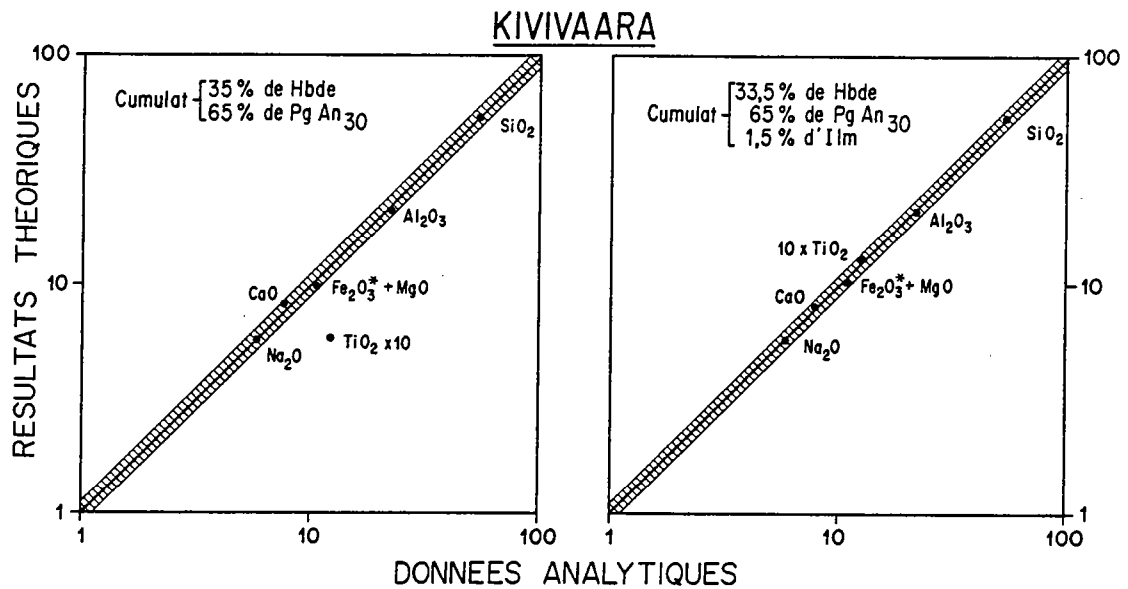


Fig. 10- 20 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log(donnée analytique)) montrant la bonne concordance entre les données théoriques et analytiques dans le cas des gneiss de Kivivaara.

KIVIVAARA						
	Cumulat 35% Hornblende 65% Plagioclase An ₃₀			Cumulat 33,5% Hornblende 65% Plagioclase An ₃₀ 1,5% Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 11,4$	T	A	$\bar{\Delta} = 3,0$
SiO ₂	54,23	54,23	0	53,60	53,60	0
Al ₂ O ₃	20,73	20,86	0,6	20,53	21,00	2,2
Fe ₂ O ₃ * + MgO	9,67	10,51	8,0	10,10	10,70	5,6
CaO	8,19	7,62	7,5	8,00	7,79	2,7
Na ₂ O	5,87	5,86	0,1	5,84	5,91	1,2
K ₂ O	0,38	~ 0	-	0,37	~ 0	-
TiO ₂	0,57	1,19	52,1	1,30	1,22	6,5
T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$						

Tab. 10- 8 : Tableau montrant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des gneiss de Kivivaara.

probable peut alors être résumé de la manière suivante : a) cristallisation et fractionnement de hornblende à partir d'un magma à composition de TTG. b) le liquide s'enrichissant en Al_2O_3 la réaction (1) se produit et les cristaux de hornblende non encore extraits du liquide se destabilisent pour donner de la biotite. Cette dernière, étant donné que la viscosité du magma a augmenté lorsque la température a diminué et que le nombre de germes cristallins a crû, ne fractionnera pas (ou seulement en faible quantité). c) enfin, au cours du métamorphisme une partie des cristaux de hornblende encore présents dans les gneiss gris se destabilisent en biotite + épidote. Cette séquence permet d'expliquer que bien que la biotite soit le principal minéral ferromagnésien des gneiss gris, c'est la hornblende qui en a guidé le fractionnement.

- (4) Dans le cas des quatre massifs, la composition calculée du plagioclase allait de An_{26} à An_{33} . Étant donné cette faible variation, et afin de simplifier les calculs, la teneur a été arbitrairement fixée à An_{30} pour l'élaboration du modèle final.
- (5) Le graphe gauche des figures 10-17 à 10-20 montre que dans le cas d'un cumulat à hornblende + plagioclase l'accord entre la théorie et les données analytiques est relativement bon ($\Delta < 10\%$), exception faite toutefois de TiO_2 ($\Delta \sim 50\%$). Il faut aussi noter que deux massifs (Kivijärvi et Kivivaara) ont des valeurs de Δ relativement élevées quant à $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ ($\Delta = 5,2$ et $8,0$; Tab. 10-5 et 10-8). Le même modèle a alors été calculé en ajoutant de l'ilménite au cumulat. Les résultats montrent un excellent accord, Δ passe de $11,1\%$ à $2,6\%$ ce qui correspond à une amélioration de l'ajustement d'un facteur 4. La teneur en ilménite du cumulat demeure toujours très modeste (1 à 2%) et est largement compatible avec ce que l'on connaît dans des systèmes naturels analogues. Ceci signifie non seulement que le calcul donne une solution mathématiquement satisfaisante, mais aussi que cette solution est tout à fait réaliste sur le plan géologique.
- (6) Un raisonnement analogue peut être tenu en ce qui concerne $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. Le calcul montre que la quantité de magnétite nécessaire pour ajuster les teneurs théoriques et analytiques est comprise entre $0,05\%$ et $0,6\%$. Ces teneurs sont tout à fait compatibles avec les données de l'analyse pétrographique mais n'ont en réalité qu'une faible incidence sur le bilan géochimique global.
- (7) La figure 10-16, mène bien évidemment à la même conclusion. Exception faite de la figure 10-16c ($\text{TiO}_2 = f(\text{SiO}_2)$), les quatre points représentant les cumulats sont alignés sur (ou aux abords immédiats) d'une ligne Hornblende - Plagioclase An_{30} . Cet alignement montre que si les cumulats ont qualitativement la même composition, les proportions de plagioclase et de hornblende varient d'un cumulat à l'autre. La figure 10-16c affiche toujours le même alignement, mais cette fois-ci les points sont éloignés de la ligne Hornblende - Plagioclase, attestant ainsi la participation d'une troisième phase minérale, riche en titane, ici l'ilménite.
- (8) K_2O ne donne en général pas de résultat satisfaisant, une seule chose est sûre, le cumulat est très pauvre en K_2O . Cette imprécision est due à l'absence de bonne corrélation entre SiO_2 et K_2O qui ne permet pas de définir une droite d'évolution suffisamment fiable et précise pour le type de calcul envisagé ici.
- (9) La figure 10-16 montre aussi que les quatre droites d'évolution calculées pour chaque massif convergent et se recoupent en un point, dont la teneur en SiO_2 est comprise entre 65% et 69% . Un essai de calcul plus précis des coordonnées de ce point n'a pas donné de résultat excellent, toutefois, le plus souvent il se situe entre 67% et 68% de SiO_2 . Si la position exacte de ce point n'est pas très bien connue, il n'en demeure pas moins que son existence est bien réelle. Ceci signifie alors que toutes ces lignées magmatiques sont issues d'un liquide initial sinon unique, du moins de composition constante. Cette homogénéité de composition des liquides ini-

tiaux est aussi confirmée par le fait que dans tous les cas, ce sont les mêmes minéraux qui fractionnent, dans des proportions analogues.

La formation de vastes volumes de liquides magmatiques (possédant des compositions identiques) répétée sur une durée excédant 0,2 G.a. implique que le processus de genèse des magmas était un phénomène simple et universel ayant agi sur une source de composition homogène et de grand volume, dans des conditions physiques constantes.

Il est possible d'essayer d'évaluer la composition de ce liquide initial. Pour ce faire, étant donné que le point commun aux droites est compris entre 67% et 68% de SiO_2 , j'en ai arbitrairement fixé la valeur de 67,5%. A partir de là, j'ai calculé le meilleur ajustement linéaire possible des six groupes de quatre valeurs. Le résultat de ces calculs figure dans le tableau 10-9.

Lo : Liquide initial Valeur moyenne			Taux de cristallisation (1 - F)	
			Minima	Maxima
SiO_2	67,5	KIVIJARVI	0,05	0,40
Al_2O_3	16,35			
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$	5,15	NAAVALA	0,05	0,25
CaO	3,90			
Na_2O	4,85	KUUSAMONKYLA	0,10	0,30
K_2O	1,70	KIVIVAARA	0,10	0,30
TiO_2	0,55			

Tab. 10-9 : Composition théorique des liquides initiaux (Lo) à partir desquels s'est effectuée la différenciation des TTG par cristallisation fractionnée. Les valeurs maxima et minima des taux de cristallisation nécessaires pour obtenir les TTG à partir de Lo, ont aussi été figurées.

Afin de tester le réalisme pétrologique de la composition de ce liquide, j'ai calculé quel était, pour chaque massif, la gamme des taux de cristallisation (1-F) nécessaires pour produire les lignées observées (tab. 10-9). Les valeurs de (1-F) se situent entre 0,05 et 0,4 avec des maxima concentrés autour de 0,3. Ces taux de cristallisation sont tout à fait réalistes et s'accordent avec les taux de cristallisation proposés par différents auteurs dans le cas de séries identiques (Arth et al., 1978). Les valeurs (1-F) confirment aussi le faible degré de différenciation des TTG et donc l'importance relativement faible des processus de cristallisation fractionnée.

10.32) Les Terres Rares.

10.321) Avant-Propos.

Les teneurs en Terres Rares de dix échantillons de gneiss gris ont été analysées. Les résultats analytiques figurent en Annexe IV. La normalisation de ces données a été faite par rapport aux chondrites, en utilisant les valeurs proposées par Masuda et al. (1973) ultérieurement divisées par 1,2 (Jahn et al., 1980) (Tab. 10-10).

Elément	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu
<u>MASUDA</u> 1,2	0,315	0,813	0,597	0,192	0,0722	0,259	0,049	0,325	0,213	0,208	0,0323

Tab. 10-10 : Valeurs chondritiques utilisées pour la normalisation des spectres de Terres Rares (d'après Jahn et al., 1980).

Les mesures ont été faites selon deux techniques différentes (annexe I) :

- (1) Dilution isotopique : les lanthanides dosées sont La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu.
- (2) Activation neutronique : le nombre d'éléments analysés est moindre (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu). Sur les graphes figure cependant le gadolinium, sa teneur a été calculée par interpolation linéaire entre Sm et Tb. De plus, cette technique analytique ne donne que peu de renseignements quant à l'allure du spectre au niveau des Terres Rares Lourdes car Dy et Er n'ont pas été dosés. J'ai donc fait figurer la teneur en Y normalisée, à la place de l'élément de numéro atomique 68 (Er) (Moeller, 1963 ; Towell et al., 1965). Comme le font remarquer Haskin et al. (1966) ainsi que Lambert et Holland (1974), cette identité du comportement de Y et Er n'est pas toujours très stricte, et doit être discutée cas par cas.

L'un des meilleurs arguments autorisant ici ce remplacement est que l'allure des spectres ainsi obtenus est tout à fait semblable à celle des spectres des roches analysées par dilution isotopique et pour lesquelles les Terres Rares Lourdes sont mesurées avec précision.

Dans la suite de cet exposé, j'utiliserai les abréviations suivantes :

REE (Rare Earth Elements) = Terres Rares

LREE (Light REE) = Terres Rares Légères (La à Sm)

HREE (Heavy REE) = Terres Rares Lourdes (Gd à Lu)

Ces abréviations sont certes d'origine anglo-saxonne, mais le fait qu'elles soient unanimement acceptées et utilisées par la communauté scientifique internationale, justifie pleinement qu'elles aient été adoptées dans ce travail.

10.322) Les Spectres de REE.

Trois analyses de REE ont été faites sur les gneiss de Kivijärvi s.s. (Fig. 10-21), cinq sur ceux de Naavala (Fig. 10-22) et seulement deux sur les gneiss de Kuusamonkylä (Fig. 10-23).

Quelle que soit leur origine tous les spectres sont très fractionnés, le rapport $(La/Yb)_N$ allant de 16 à 102 avec une valeur moyenne de 49. En règle générale le fractionnement des LREE et de HREE est le même, et tous les spectres possèdent une forme concave plus ou moins accentuée au niveau des HREE. La pauvreté des TTG en Yb, associée au fort fractionnement des spectres confère aux gneiss du Kainuu, un caractère typiquement archéen (Fig. 10-24).

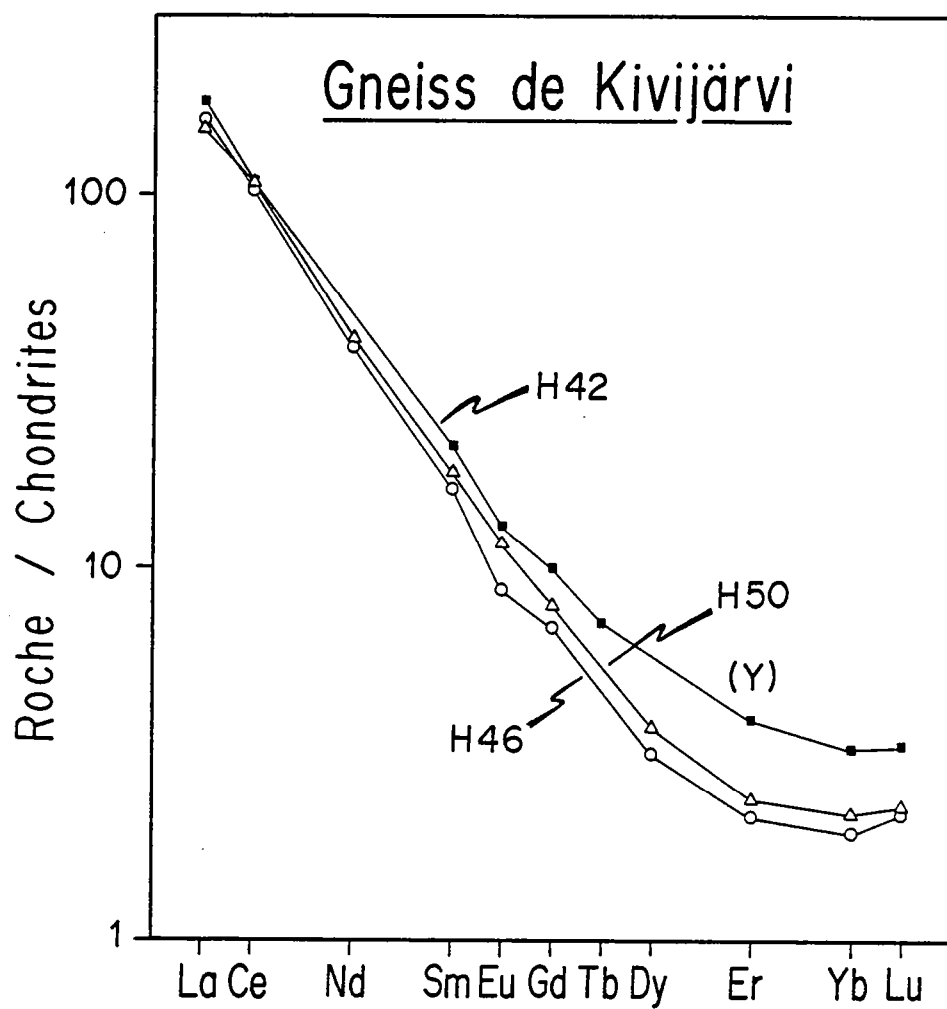


Fig. 10-21 : Spectres de Terres Rares des gneiss gris de Kivijärvi.

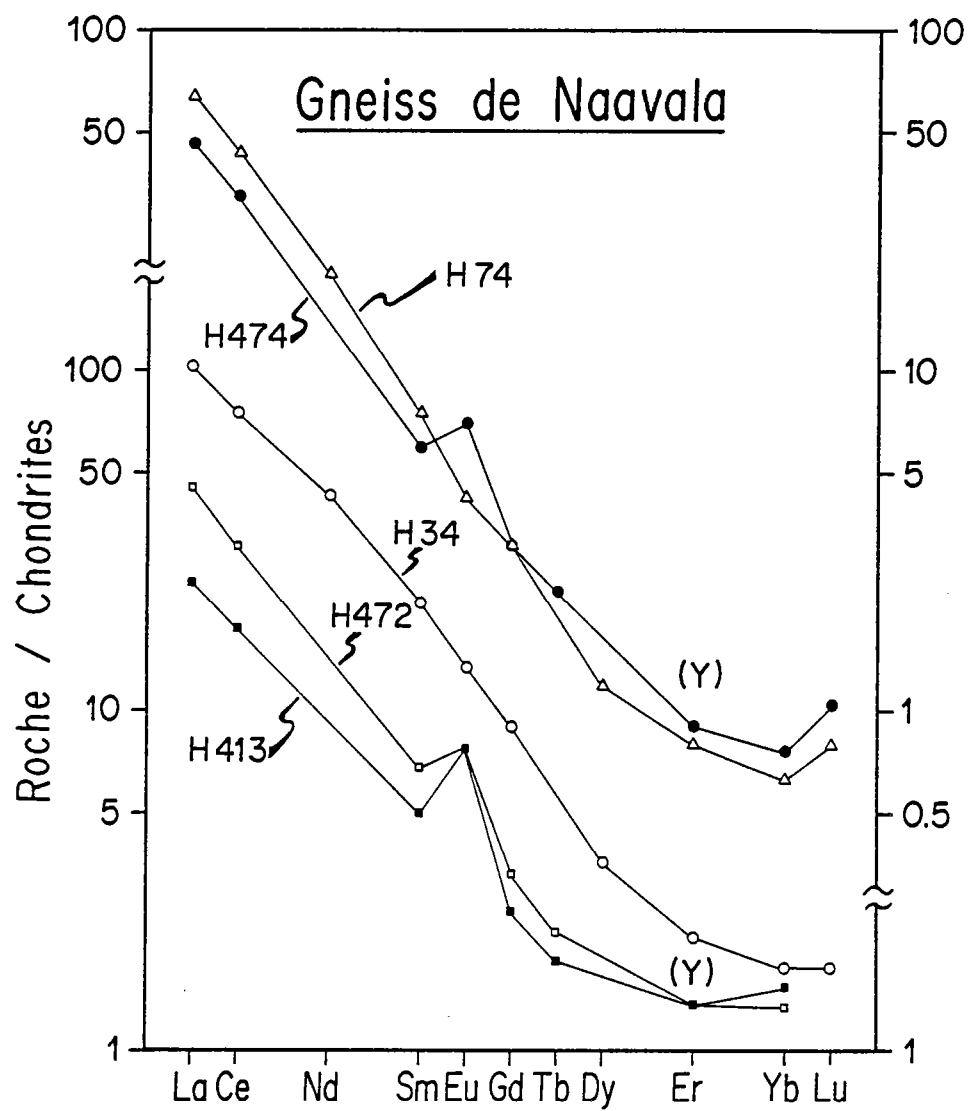


Fig. 10-22 : Spectres de Terres Rares des gneiss gris de Naavala.

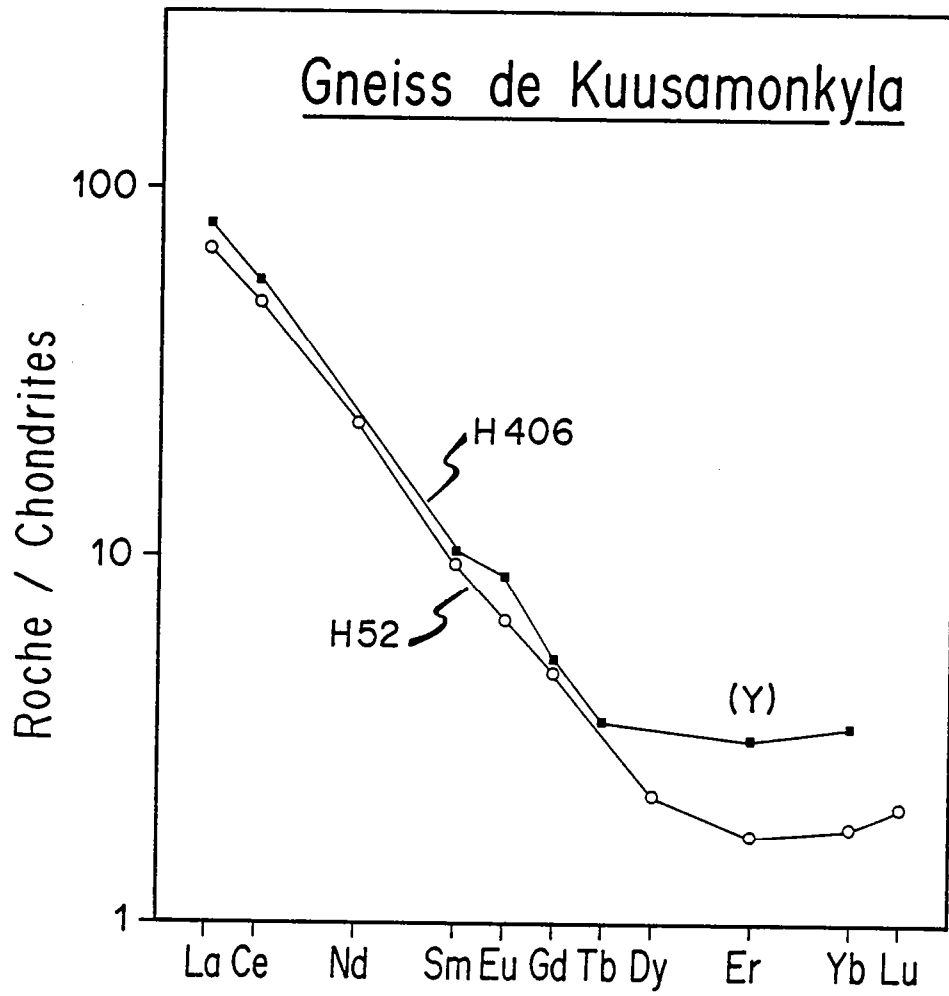


Fig. 10-23 : Spectres de Terres Rares des gneiss gris de Kuusamonkyla.

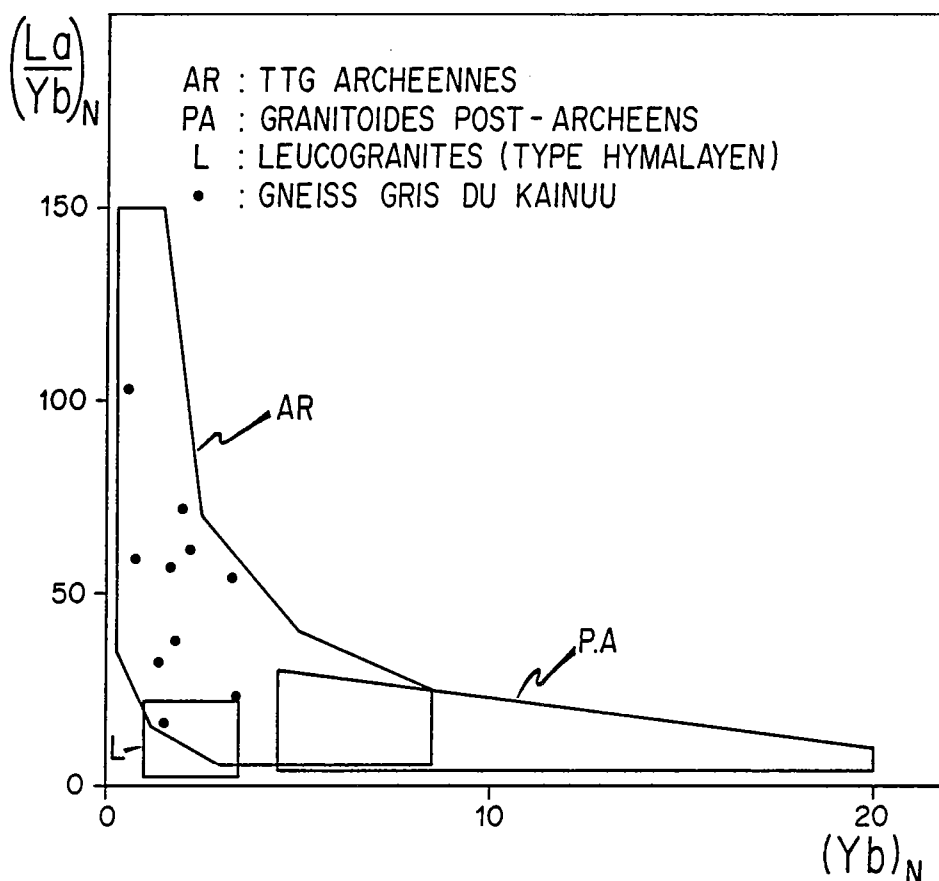


Fig. 10-24 : Diagramme $(La/Yb)_N = f (Yb)_N$ montrant que les spectres de REE des gneiss gris sont caractéristiques de ceux des granitoïdes archéens. Les différents domaines ont été déterminés par une compilation de 272 analyses de granitoïdes archéens et de 325 granitoïdes post-archéens (voir fig. 10 - 62).

Le fait que les spectres de REE de ces gneiss (ainsi d'ailleurs que ceux de tous les granitoïdes archéens) se distinguent nettement de ceux des autres granitoïdes post-archéens, ne sera pas pris en compte ici, mais fera, ultérieurement l'objet d'une discussion détaillée.

Mis à part ces grands traits communs, l'allure générale des spectres peut être sujette à des variations de détail en fonction de leur origine.

10.3221) Les gneiss de Kivijärvi.

Les spectres sont très fractionnés $(La/Yb)_N = 54 ; 71 ; 82$ et peuvent posséder une très légère anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,90 ; 0,83 ; 0,75$) (fig. 10-21). De plus ils ne sont pas parallèles, mais semblent diverger à partir d'un point situé au niveau du Ce. C'est à dire que les teneurs des différents échantillons sont très regroupées en ce qui concerne les LREE et nettement plus étalées au niveau des HREE.

10.3222) Les gneiss de Naavala.

Le rapport $(La/Yb)_N$ y est aussi très élevé (15 ; 34 ; 61 ; 57 ; 102) mais contrairement à ceux de Kivijärvi; ces gneiss ont souvent une très nette anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 0,85 ; 0,90 ; 1,5 ; 1,6 ; 2,1$) (Fig. 10-22). Les spectres sont globalement parallèles les uns aux autres et les teneurs en La_N s'étalent de 101,7 à 23,8. Ce type de fractionnement n'est pas sans rappeler celui des suites trondhjémiques de Finlande du Sud-Ouest (Arth et al., 1978 ; Arth, 1979).

10.3223) Les gneiss de Kuusamonkylä.

Le fractionnement des REE ($(La/Yb)_N = 23 ; 38$), le rapport Eu/Eu^* (0,94 ; 1,12), ainsi que le parallélisme des spectres rapprochent les gneiss de Kuusamonkylä de ceux de Naavala (Fig. 10-23). Cependant, l'étalement des La_N est plus faible (68,3 ; 80) et l'échantillon H 406 montre un fort relèvement de la partie HREE du spectre.

Dans aucun de ces trois cas il n'a été possible de mettre en évidence une bonne corrélation entre la composition en éléments majeurs et les teneurs en REE. Cependant, il se dégage une tendance générale, bien exprimée dans le cas des gneiss de Naavala; lorsque la différenciation augmente, c'est à dire lorsque SiO_2 croît, Σ REE diminue.

10.323) Le modèle de cristallisation fractionnée.

10.3231) Choix des paramètres.

L'étude pétrographique et géochimique des éléments majeurs a montré que le processus de différenciation était la cristallisation fractionnée. Pour cette raison, l'équation décrivant le comportement des éléments en traces, qui sera utilisée ici sera celle de Rayleigh (1896).

$$C_A^{Liq} = C_{0A} F^{(D_S^A - 1)}$$

avec C_A^{Liq} = Concentration de l'élément A dans le liquide

C_{0A} = Concentration de l'élément A dans le liquide initial

F = taux de fusion : $F = \frac{L}{W_0} = \frac{\text{masse de liquide}}{\text{masse du liquide initial}}$

le taux de cristallisation fractionnée est donc $(1 - F)$

D_S^A = coefficient de distribution général tel que

$$D_S^A = (X^\alpha \cdot K_A^{\alpha/Liq}) + \dots + (X^\omega \cdot K_A^{\omega/Liq})$$

X^α = fraction massique de la phase minérale α dans le cumulat

$K_A^{\alpha/Liq}$ = coefficient de partage de l'élément A entre le minéral α et le liquide.

Pour calculer C_A^{Liq} il faut donc connaître :

X^α : La valeur de X^α utilisée ici sera celle obtenue à l'aide des éléments majeurs (Tab. 10-5 ; 10-6 ; 10-7).

$K_A^{\alpha/Liq}$: Le choix des coefficients de partage est toujours très délicat car de nombreux facteurs influent sur leurs valeurs (P, T, fO_2 , composition du magma...). Cependant, parmi les nombreux $K_A^{\alpha/Liq}$ proposés dans la littérature une grande partie a été calculée dans le cas de la cristallisation fractionnée de liquides de composition rhyolitique à rhyodacitique.

Ces $K_A^{\alpha/Liq}$ sont donc tout a fait bien adaptés au type de calculs effectués ici. Les valeurs retenues figurent dans le tableau 10-11. Pour le plagioclase et la hornblende les $K_A^{\alpha/Liq}$ sont ceux proposés par Arth et Hanson (1975) et Arth (1976). Pour l'ilménite les coefficients de partage ont été extraits des travaux de Mac Kay et Weill (1976). En ce qui concerne l'allanite, le $K_A^{\alpha/liq}$ est le résultat d'une compilation de mesures provenant de sources diverses (Hildreth, 1979 ; Brooks et al., 1981 ; Fourcade et Allègre, 1981 ; Henderson, 1982).

	Plagioclase	Hornblende	Ilménite	Allanite
La	0,4	0,74	0,005	960
Ce	0,27	1,52	0,006	940
Nd	0,21	4,26	0,0075	750
Sm	0,13	7,77	0,010	620
Eu	2,15	5,14	0,007	56
Gd	0,097	10,0	0,017	440
Tb	0,090	11,0	0,021	270
Dy	0,064	13,0	0,028	200
Er	0,055	12,0	0,035	100
Yb	0,049	8,40	0,075	54
Lu	0,046	6,0	0,10	41

Tab. 10-11 : Coefficients de partage $K_{REE}^{\alpha/Liq}$, utilisés pour le calcul du modèle de cristallisation fractionnée.

Le calcul d'un modèle à l'aide des éléments majeurs a permis d'évaluer la composition du liquide initial ainsi que les taux de cristallisation nécessaires pour obtenir les lignées de différenciation. En se basant sur la teneur en SiO_2 des gneiss, choisie en quelque sorte comme index de différenciation, il est possible de calculer F pour chaque échantillon analysés. A partir de ces taux de fusion, en appliquant l'équation de Rayleigh (1896), on peut recalculer Co tel que :

$$Co_A = C_A^{Liq} / (F^{(D_S^A - 1)})$$

Cette technique de calcul donne des valeurs de Co non pas divergentes, mais sensiblement dispersées, qui toutefois se regroupent entre les deux analyses A et B du tableau 10-12. La limite minimale de la fourchette est très semblable à H 34. Pour cette raison, et aussi à cause de sa faible teneur en SiO_2 (c'est l'un des gneiss les moins différenciés). Cet échantillon sera considéré comme l'une des sources possibles. Schématiquement, les gneiss de Naavala s'accordent mieux avec un liquide initial de type A alors que les gneiss de Kivijärvi et de Kuusamonkylä semblent provenir de la différenciation d'un magma de type B.

Plutôt que de discuter ce mode de calcul de Co_A , j'ai opté pour une présentation plus classique des résultats. En conséquence, j'effectuerai le calcul réciproque c'est à dire que : (i) à partir des sources A et B, je calculerai la fourchette des compositions des liquides résiduels obtenus en appliquant les F déduits du comportement des éléments majeurs. (ii) je comparerai les spectres de REE des gneiss aux prévisions théoriques des modèles.

	Source A H 34	Source B
La	32,04	44,10
Ce	61,9	78,05
Nd	25,75	27,46
Sm	3,97	4,42
Eu	0,966	1,23
Gd	2,30	3,11
Tb	0,265	0,420
Dy	1,16	2,05
Er	0,46	0,98
Yb	0,37	0,75
Lu	0,057	0,106
(La/Yb) _N	57,2	38,8

Tab. 10-12 : Teneurs en REE des deux magmas parents des TTG, calculées en utilisant les contraintes fournies par les éléments majeurs.

10.3232) Résultats et discussion.

Les gneiss de Kivijärvi. La figure 10-25 montre une bonne concordance entre le modèle théorique (lignes en pointillés et zone hachurée) et les données analytiques (spectres pleins). De plus le modèle prévoit toutes les particularités des spectres.

- (1) le taux de fractionnement des REE augmente au cours de la différenciation, il va de $(La/Yb)_N = 38,8$ dans le liquide initial à 107 pour $(1-F) = 0,4$.
- (2) Au cours de la cristallisation fractionnée les teneurs en La et Ce augmentent alors que celles des autres REE diminuent. Ceci se traduit graphiquement par le non parallélisme des spectres, ainsi que par l'existence d'un point où ceux-ci se recoupent. Celui-ci, proche de Ce est en bon accord avec les données analytiques.
- (3) La différenciation des liquides magmatiques entraîne une accentuation de la concavité de la partie HREE des spectres.
- (4) La prépondérance du plagioclase dans le cumulat, entraîne un appauvrissement du liquide en europium, d'où l'apparition d'une légère anomalie négative ($Eu/Eu^* = 0,77$ et $0,88$). Dans les gneiss $Eu/Eu^* = 0,75$; $0,83$ et $0,90$.
- (5) Les taux de cristallisation calculés $(1-F)$ sont inférieurs à 40% et donc tout à fait compatibles avec ceux déduits des éléments majeurs ($0,05$ à $0,4$).

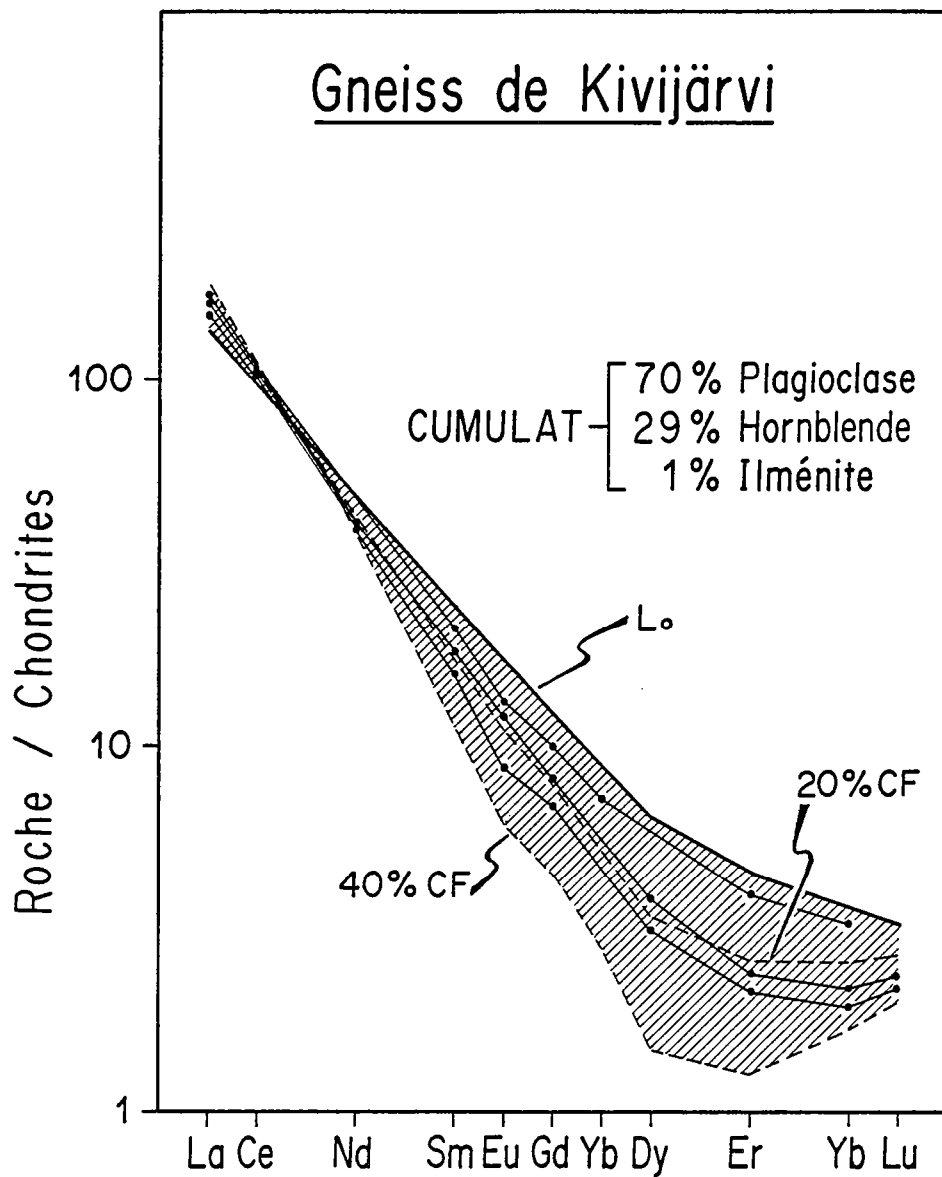


Fig. 10-25 : Comparaison des spectres de REE des gneiss gris de Kivijärvi avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). La composition du cumulat a été établie à l'aide des éléments majeurs (Tab. 10-5).

Cette brève discussion montre bien le bon accord qui existe entre le modèle théorique et les données analytiques. Ceci implique une parfaite concordance entre les deux modèles calculés indépendamment l'un à partir des éléments majeurs, l'autre à partir des REE. Une telle concordance est suffisamment exceptionnelle en géologie pour que le modèle soit considéré comme acceptable et comme rendant compte de façon satisfaisante du comportement des éléments majeurs et des REE au cours de la cristallisation fractionnée des TTG de type Kivijärvi.

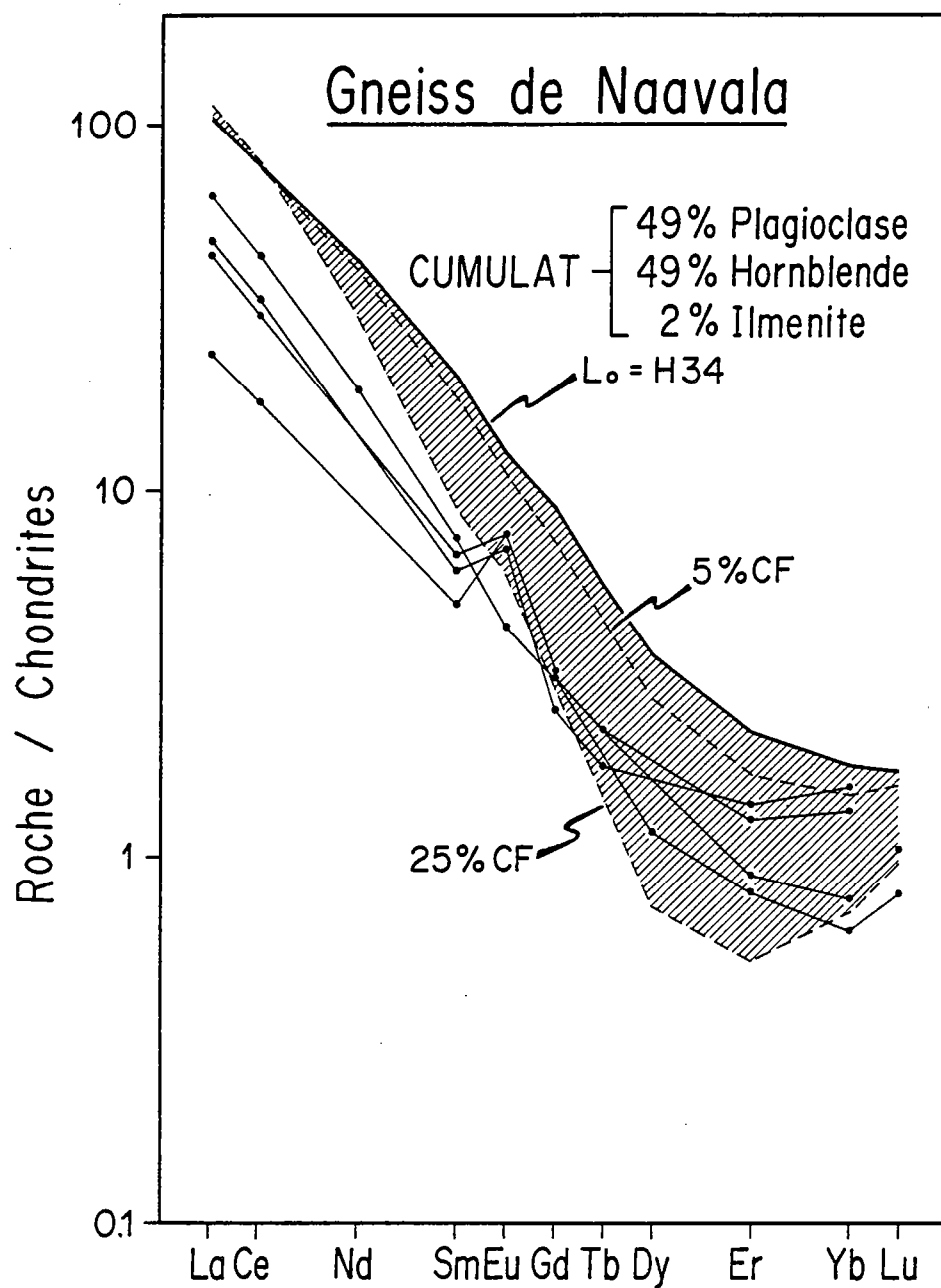


Fig. 10-26 : Comparaison des spectres de REE des gneiss de Naavala avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). La composition du cumulat a été établie à l'aide des éléments majeurs (tab. 10-6).

Les gneiss de Naavala et de Kuusamonkyla : Un rapide examen des figures 10-26 et 10-27 montre que si, à la rigueur, les modèles théoriques peuvent expliquer les teneurs en HREE des gneiss de Naavala et de Kuusamonkyla, il n'en est absolument pas de même pour les LREE. Dans les deux cas, il y a désaccord entre le modèle calculé à partir des éléments majeurs et celui obtenu à partir des REE.

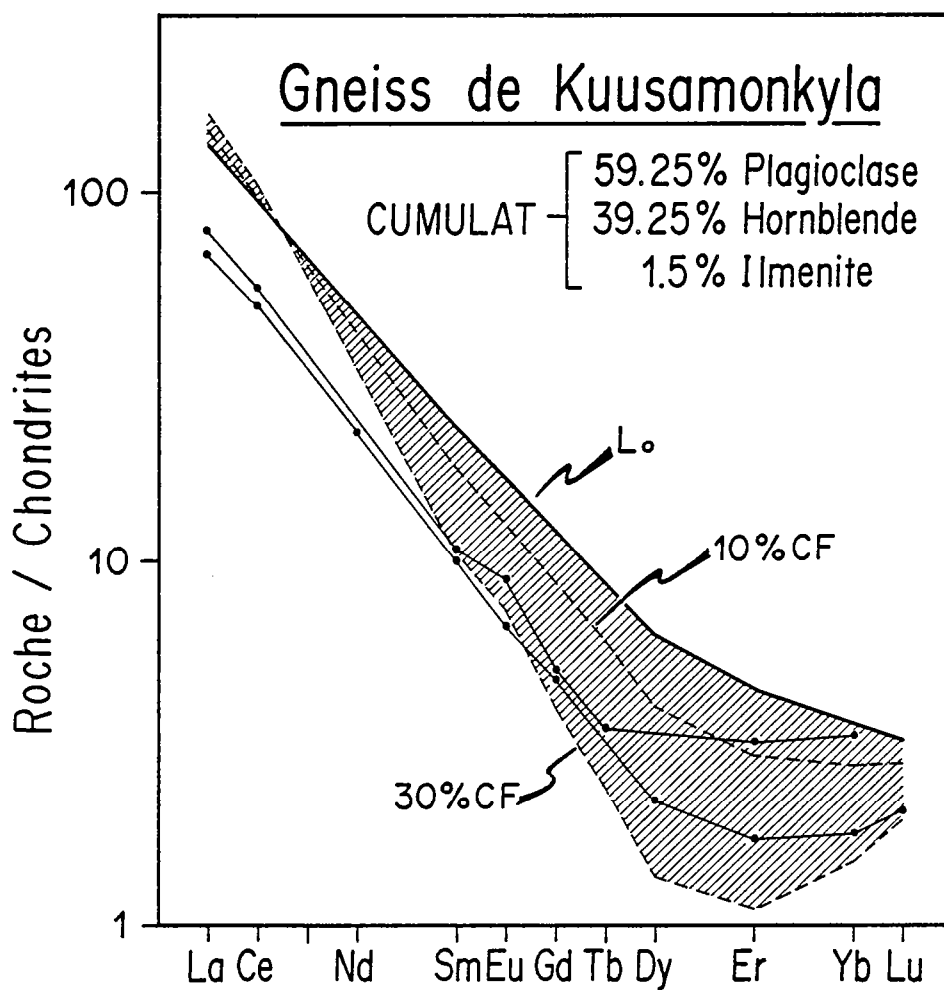


Fig. 10-27 : Comparaison des spectres de REE des gneiss gris de Kuusamonkyla avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). La composition du cumulat a été établie à l'aide des éléments majeurs (tab. 10-7).

Les gneiss de Naavala ont des spectres sub-parallèles dont les teneurs en La décroissent au cours de la différenciation (lorsque SiO_2 augmente). Si le liquide initial n'est pas la source A ($\sim \text{H 34}$), il ne peut alors s'agir que d'un spectre qui lui est parallèle et dont la somme des REE (ΣREE) est plus élevée. Or les valeurs de D_g sont toujours < 1 , ce qui a pour effet d'enrichir le liquide résiduel en La, et d'aggraver ainsi l'écart entre le modèle et les spectres réels. Il semble donc difficile de penser que le choix du liquide initial soit la cause de cette divergence.

L'étude pétrographique a montré que certains minéraux sont zonés et avaient donc participé à la cristallisation fractionnée, parmi ceux-ci il y a, entre autres, le zircon et l'allanite. Ce dernier minéral est extrêmement riche en REE et en particulier en LREE ($K_{\text{La}}^{\alpha/\text{Liq}} = 960$ pour $K_{\text{Lu}}^{\alpha/\text{Liq}} = 41$) (Tab. 10-11). La présence d'un tel minéral dans le cumulat va avoir pour effet d'augmenter considérablement Ds et donc de provoquer un appauvrissement du liquide en LREE. Par exemple il suffit de moins de 0,05% d'allanite dans le cumulat des TTG de Naavala pour que, au cours de la différenciation, la concentration de La dans le liquide n'augmente plus, mais diminue même légèrement. La prise en compte par le modèle d'une faible quantité d'allanite dans le cumulat (0,8% à Naavala et 0,3% à Kuusamonkyla) permet d'obtenir un bon ajustement des calculs théoriques aux données analytiques (Fig. 10-28 et 10-29).

Pour les deux gneiss le modèle prévoit :

- (1) des spectres parallèles
- (2) une diminution de ΣREE au cours de la cristallisation
- (3) une accentuation de la concavité de la partie HREE des spectres
- (4) l'existence d'une anomalie positive en Eu (Eu/Eu^* de 1,15 à 3,4 à Naavala et de 0. à 1,65 à Kuusamonkyla). L'apparition d'une anomalie positive est due à la présence d'allanite dans le cumulat, le coefficient de partage de l'Europium entre ce minéral et le liquide ($K_{\text{Eu}}^{\alpha/\text{Liq}}$) est relativement faible (56) d'où un enrichissement relatif du liquide en Eu.
- (5) Les taux de cristallisation nécessaires sont les mêmes que ceux calculés à l'aide des éléments majeurs.

Il est donc clair que des minéraux accessoires (ici l'allanite) ont joué un rôle important dans le fractionnement des REE des gneiss de Naavala et de Kuusamonkyla. Les quantités d'allanite mises en jeu :

- (1) sont compatibles avec les teneurs en allanite des TTG
- (2) n'ont aucune répercussion sur le comportement des éléments majeurs; le modèle basé uniquement sur ces éléments ne pouvait donc pas mettre le rôle de l'allanite en évidence.

10.33) Conclusion.

Pour conclure, je voudrais résumer quelques points qui me paraissent essentiels :

- (1) Dans les trois ensembles de gneiss, il existe un très bon accord entre les données analytiques et les modèles calculés soit à partir des éléments majeurs, soit à partir des REE. Les modèles sont donc réputés acceptables.
- (2) Le cumulat est un mélange, dans des proportions variables, de plagioclase, de hornblende et d'ilménite. Il s'y ajoute de l'allanite dans le cas des TTG de Naavala et de Kuusamonkyla.
- (3) Les taux de cristallisation calculés sont toujours modestes ($(1-F) < 0,4$) ce qui explique le faible étalement des points dans les diagrammes oxyde = f (SiO_2).
- (4) Les liquides initiaux (Lo) n'ont pas tous les mêmes teneurs en REE, mais les variations de ces concentrations se font dans une fourchette restreinte. Ceci renforce les conclusions tirées à partir des éléments majeurs : au cours du temps, la composition des liquides Lo est restée homogène.

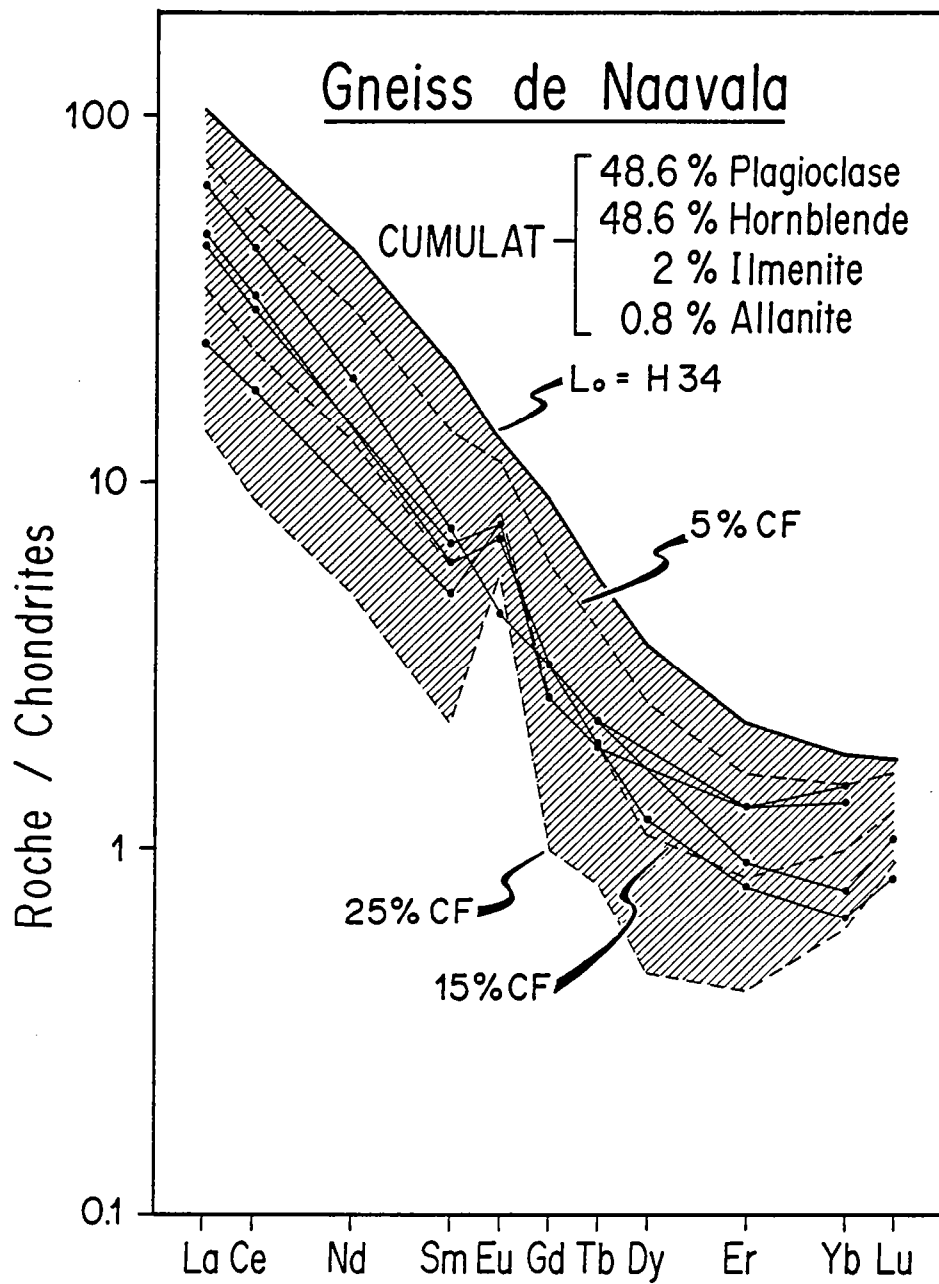


Fig. 10-28 : Comparaison des spectres de REE des gneiss de Naavala avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). Le cumulat est le même que celui utilisé fig. 10-26, mais il contient en plus 0,8% d'allanite.

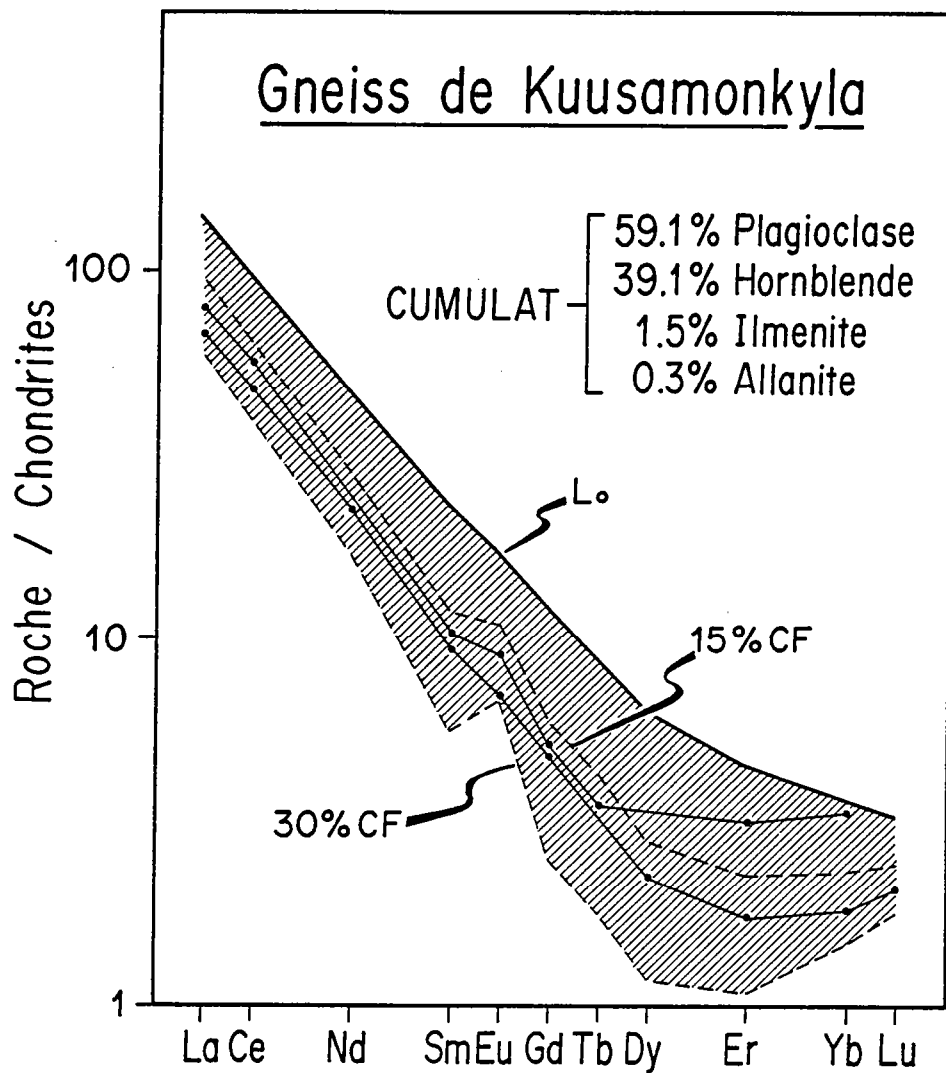


Fig. 10-29 : Comparaison des spectres de REE des gneiss de Kuusamonkyla avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). Le cumulat est le même que celui utilisé fig. 10-27 mais il contient en plus 0,3% d'allanite.

- (5) Les spectres des liquides initiaux (Lo) sont très fractionnés ($(La/Yb)_N = 38,8$ à $57,2$), sans anomalie en Eu ($Eu/Eu^* \sim 1$) et avec une très légère concavité au niveau des HREE.

10.4. La genèse des magmas TTG.

Après avoir caractérisé et quantifié le processus de différenciation des TTG il convient maintenant de rechercher quelle peut être l'origine du ou des magmas qui ont subi la cristallisation fractionnée (Lo). De très nombreuses hypothèses ont été échauffées afin d'expliquer la genèse des magmas TTG. Elles peuvent être regroupées en cinq grandes familles :

- (1) La cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. (Hietanen, 1943 ; Arth, 1979 ; Arth et al., 1978 ; Barker et Arth, 1976 ; Barker, 1979 ; Smith et al. 1983).
- (2) La fusion partielle de sédiments de type grauwackes immatures (Arth et Hanson, 1975).
- (3) La fusion partielle d'éclogites ou de granulites basiques (Condie et Lo, 1971 ; Hanson et Goldich, 1972 ; Arth et Hanson, 1972, 1975 ; O'Nions et Pankhurst, 1974, 1978 ; Glikson, 1976 ; Condie et Hunter, 1976 ; Compton, 1978 ; Barker, 1979 ; Jahn et al. 1981 ; Longstaffe et al. 1982 ; Gower et al. 1983).
- (4) La fusion partielle d'amphibolites avec ou sans grenat. (Barker et Arth, 1976 ; Hunter et al. 1978 ; Barker, 1979 ; Tarney et al. 1979 ; Condie, 1981 ; Martin et al. 1983b, 1984 ; Sheraton et Black, 1983).
- (5) La fusion partielle du manteau (Moorbath, 1975 ; Peterman et Barker, 1976). En dépit des I_{Sr} et I_{Nd} mantelliques des TTG, cette hypothèse n'a généralement pas été considérée comme un processus probable de genèse des TTG.

Ces différentes hypothèses, ainsi d'ailleurs que celle de recyclage d'une croûte sialique préexistante, seront testées et discutées à la lumière des données de la géochimie (i) isotopique, (ii) des éléments majeurs, (iii) des Terres Rares.

10.41) La géochimie isotopique.

Les TTG du Kainuu possèdent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux (I_{Sr}) bas : $0,7023 \pm 0,0008$ (2 σ) pour les gneiss de Kivijärvi, $0,7024 \pm 0,0006$ (2 σ) pour ceux de Naavala et $0,7011 \pm 0,0039$ (2 σ) pour ceux de Kuusamonkylä (cette dernière valeur, entachée d'une erreur relative importante, devra être utilisée avec précaution). Ces données confèrent aux gneiss gris du Kainuu un caractère typique des TTG archéennes (voir Jahn et Nyqvist, 1976 ; Hart et Brooks, 1977 ; O'Nions et Pankhurst, 1978 ; Jahn et al. 1981, 1984 ; Martin et al. 1983a, 1984).

Compte tenu des erreurs analytiques, les I_{Sr} sont très voisins de ceux du manteau à la même époque (Fig. 10-30). Cependant une compilation des I_{Sr} de nombreux gneiss archéens montre que ceux-ci (1) ne sont pas homogènes, (2) se situent le plus souvent légèrement au dessus des valeurs mantelliques (Jahn et Nyqvist, 1976 ; Hart et Brooks, 1977 ; Cooper et al. 1978 ; O'Nions et Pankhurst, 1978 ; Glikson, 1979 ; Jahn et al. 1981, 1984 ; Martin et al. 1983a, 1984). Afin d'expliquer cela, plusieurs interprétations sont communément proposées:

- (a) une hétérogénéité mantellique peut localement expliquer les I_{Sr} "élevés".
- (b) Les TTG ne proviennent pas directement du manteau, mais ils sont le résultat d'une histoire comprenant deux ou plusieurs étapes rapprochées dans le temps.
- (c) Une combinaison de (a) et de (b) est aussi possible.

Il faut cependant remarquer qu'une hétérogénéité mantellique n'explique pas le caractère pratiquement systématique des I_{Sr} "élevés". Quoiqu'il en soit les I_{Sr} voisins de ceux du manteau permettent d'exclure catégoriquement l'éventualité d'une genèse des TTG par recyclage d'une croûte continentale plus ancienne. Les ϵ_{Nd}^{CHUR} proches de 0 ainsi que le μ de 8,26, obtenu sur les gneiss gris de Naavala, corroborent les conclusions précédentes, c'est à dire l'origine mantellique, directe ou indirecte, des TTG du Kainuu. Dans le cas d'une genèse en plusieurs épisodes, le temps qui s'est écoulé entre la différenciation à partir du manteau, et la mise en place des TTG doit être inférieur à 0,1 G.a. En effet, au delà de cette durée les I_{Sr} sub-mantelliques n'auraient pas été conservés.

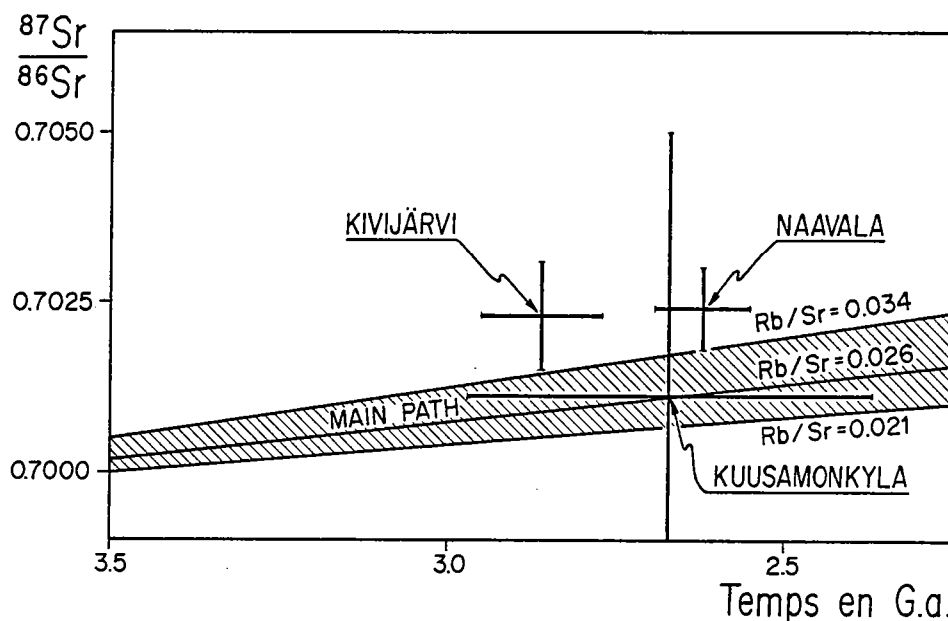


Fig. 10-30 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Temps})$ montrant que les I_{Sr} des gneiss gris sont très proches de ceux du manteau à la même époque (domaine en grisé).

10.42) La géochimie des éléments majeurs.

Le principe du calcul, utilisé ici, sera le même que celui mis en oeuvre dans les modèles de cristallisation fractionnée (§ 10.3131). Il consistera à rechercher le meilleur ajustement possible du modèle théorique aux données analytiques.

La composition des minéraux utilisés pour les calculs, a été extraite des travaux de différents auteurs, dont les références figurent dans le tableau 10-13. Les roches mères qui ont subi la fusion partielle (manteau, tholéiites archéennes, grauweekes) sont des compositions moyennes, elles-mêmes calculées à partir de moyennes proposées par divers chercheurs pour chacun des types de roches (tab. 10-14). Les faibles valeurs de σ indiquent pour tous les éléments une bonne homogénéité des données compilées à partir de sources variées.

10.421) Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique.

De très nombreux chercheurs pensent actuellement qu'il est très difficile d'expliquer la genèse des énormes masses de TTG archéennes par la simple cristallisation fractionnée d'un magma basaltique (Barker et Peterman, 1974 ; Barker et Arth, 1976 ; Hunter et al. 1978 ; Barker, 1979 ; Condie, 1981). En effet, un tel processus devrait non seulement engendrer les TTG mais aussi des volumes encore plus importants de magma basique ou de résidu ultrabasique. Or ce n'est absolument pas le cas dans les suites archéennes, contrairement aux séries plus récentes comme par exemple la suite trondhjémitique de Finlande du Sud-Ouest (Arth et al. 1978).

	Biotite	Hornblende I	Hornblende II	Grenat I	Grenat II	Plagioclase An 50	Plagioclase An 60
SiO ₂	34,57	46,46	46,07	40,89	37,48	55,54	52,95
Al ₂ O ₃	14,90	7,88	9,51	22,40	20,24	27,97	29,64
Fe ₂ O ₃ *+MgO	36,42	29,84	30,83	29,96	30,92	0,40	0,43
CaO	1,57	12,70	10,68	6,80	9,89	10,18	12,27
Na ₂ O	0,65	1,59	1,10	-	-	5,55	4,36
K ₂ O	8,22	0,61	0,85	-	-	0,24	0,21
TiO ₂	3,66	0,91	0,96	0,08	0,54	-	-
	(1)	(2)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)

	Clinopyroxène	Omphacite	Grenat Eclogite	Orthopyroxène	Olivine	Ilménite	Magnétite
SiO ₂	50,50	54,30	37,71	58,02	34,53	-	-
Al ₂ O ₃	2,00	10,00	20,32	0,95	0,92	-	-
Fe ₂ O ₃ *+MgO	22,44	15,22	28,26	40,68	63,04	50	100
CaO	23,60	13,30	13,45	0,23	0,82	-	-
Na ₂ O	0,12	6,80	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,08	0,02	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,41	0,20	0,26	0,04	-	50	-
	(1)	(3)	(3)	(1)	(1)	(1)	(1)

Tab. 10-13 : Composition chimique en éléments majeurs des minéraux utilisés dans le calcul des modèles de genèse des magmas TTG : (1) Deer et al. (1963); (2) Moyenne de 30 analyses de hornblende provenant d'amphibolites, d'après Leake (1968); (3) Coleman et al. (1965).

	Manteau n = 5		Tholéiites archéennes n = 7		Grauwackes archéennes n = 6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	45,34	0,6	51,41	1,14	66,09	2,16
Al ₂ O ₃	3,58	0,6	14,63	1,24	14,75	2,16
Fe ₂ O ₃ *+ MgO	47,45	1,4	19,65	2,20	10,19	1,34
CaO	3,05	0,27	10,16	0,86	2,78	0,56
Na ₂ O	0,32	0,08	2,48	0,29	3,28	0,77
K ₂ O	0,03	0,007	0,37	0,19	2,23	0,31
TiO ₂	0,14	0,06	1,32	0,40	0,60	0,06

Tab. 10-14 : Composition chimique, en éléments majeurs, des roches mères utilisées dans le calcul des modèles de genèse des magmas TTG. La composition moyenne est une compilation des travaux de: Hutchinson (1974); Ringwood (1975); Sun et Nesbitt (1977); Taylor et Mac Lennan (1981) pour le manteau; Baragar et Goodwin (1969); Hallberg (1972), Arth et Hanson (1975); Condie et Allen (1980); Condie (1981); Jahn et al. (1981) pour les tholéiites archéennes; Condie (1967); Condie et al. (1970); Henderson (1972); Arth et Hanson (1975); Condie (1976) pour les grauwackes.

A ces dernières a été ajoutée la composition moyenne de 6 grauwackes provenant de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

10.422) Fusion partielle de gneiss.

La figure 10-31 illustre, entre autres, la façon dont des gneiss pourraient, par fusion partielle engendrer un liquide de composition TTG.

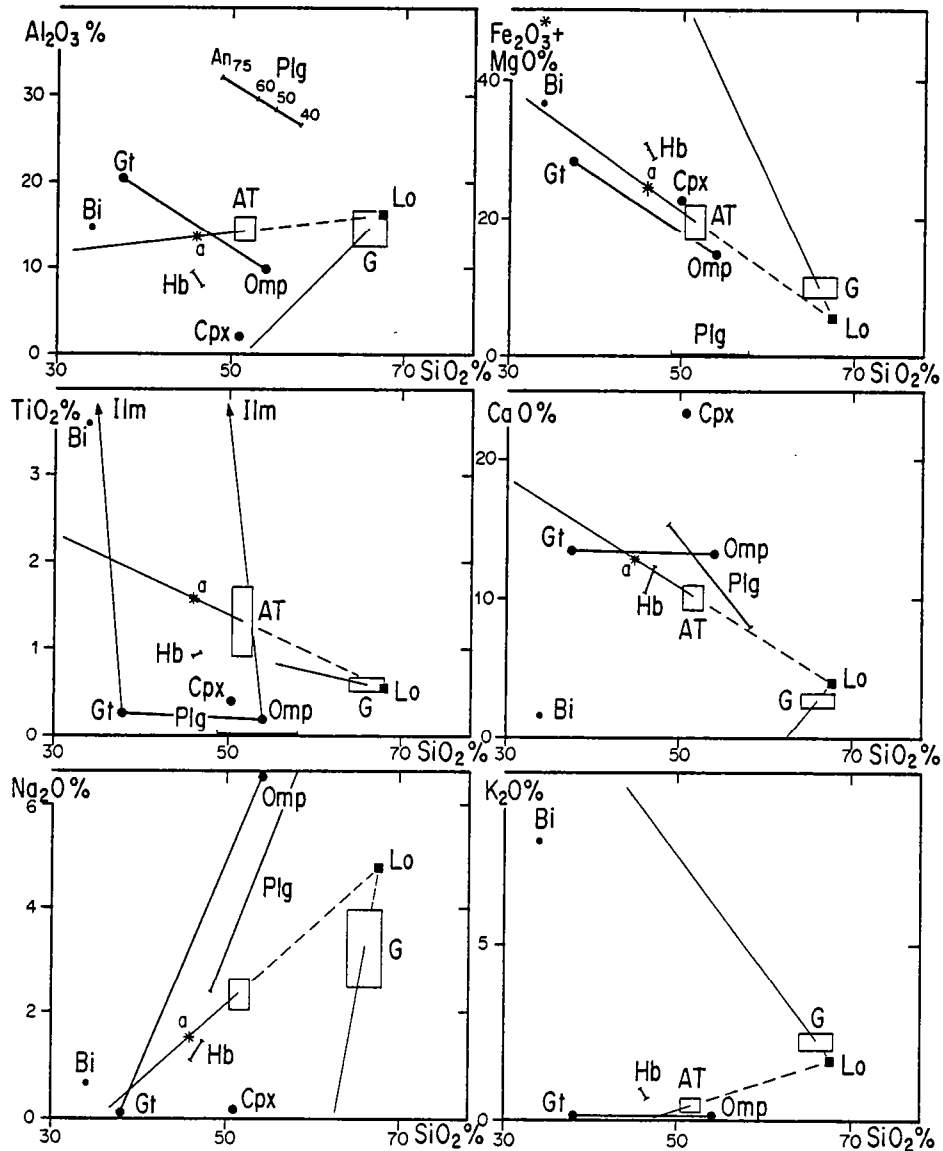


Fig. 10-31 : Diagrammes Oxyde = f (SiO_2) montrant comment une éclogite et une gneiss peuvent par fusion partielle produire le magma parent des TTG (Lo). Les rectangles correspondent à la composition moyenne ($\pm \sigma$) des tholéiites archéennes (AT) et des gneiss (G). Le point (a) représente la composition du résidu dans le cas de la fusion d'une éclogite. Cpx = clinopyroxène; Omp = omphacite; Gr = grenat; Hb = hornblende; Bi = biotite; Plg = Plagioclase. Il apparaît nettement que les gneiss ne peuvent pas engendrer Lo par fusion partielle, alors que dans le cas d'une éclogite ceci est possible si le résidu est composé de grenat et d'omphacite ainsi que d'un peu d'ilménite.

La droite d'évolution qui relie les grauwackes (G) au magma parent des TTG (Lo) ne peut pas être obtenue avec un résidu constitué des minéraux habituels des grauwackes ou des gneiss. Ceci confirme le résultat des calculs théoriques, c'est à dire l'absence de toute solution positive aux systèmes d'équations. Les grauwackes ne peuvent donc pas être la roche mère des TTG.

De plus, les grauwackes archéennes ont une composition très voisine de celle du liquide initial (Lo), ce qui signifie que seule leur fusion quasi totale pourrait engendrer Lo. De tels matériaux, plus anciens que les gneiss gris, n'ont jamais été observés au Kainuu; les seuls grauwackes connues sont celles de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, qui sont nettement postérieures aux TTG.

10.423) Fusion partielle du manteau.

Les figures 10-32 et 10-33 ainsi que le tableau 10-15 résument et illustrent les résultats du calcul d'un modèle de fusion du manteau. Il existe une solution positive aux systèmes d'équations et l'ajustement ainsi obtenu est d'excellente qualité ($\bar{\Delta} = 1,15\%$). Le résidu de fusion a une composition de péridotite à grenat, peu différente de celle du manteau source. Ceci implique donc que, à partir d'une telle roche mère, Lo ne puisse être produit que pour des taux de fusion très faibles ($< 10\%$).

Depuis 1972, des travaux expérimentaux ont montré que la fusion d'un manteau hydraté pouvait produire des liquides magmatiques de composition andésitique (tab. 10-16) (Kushiro et al. 1972 ; Green, 1973, 1976 ; Mysen et Boettcher, 1975a, b). De tels liquides ont des compositions significativement différentes de celle du magma source des TTG. Afin d'expliquer les caractéristiques des magmas calco-alcalins produits par fusion d'un manteau hydraté, certains auteurs ont été obligés de faire suivre le processus de fusion par une cristallisation fractionnée à haute pression, d'olivine et de spinelle (Nicholls et Ringwood, 1972, 1973 ; Graviou, 1984). En aucun cas, la cristallisation d'olivine et de spinelle à partir des liquides obtenus expérimentalement, ne peut engendrer les magmas parents des TTG. Les taux de fusion nécessaires pour obtenir des liquides contenant environ 65% de SiO_2 sont faibles ($\sim 10-15\%$ selon Green, 1973 ; 5 à 10% selon Mysen et Boettcher, 1975b). Enfin, comme le signale Gill (1981) les études expérimentales ont été faites dans des milieux sursaturés en H_2O et les liquides magmatiques produits contiennent plus de 14% d' H_2O alors que les TTG n'en contiennent que 0,69% en moyenne (0,24% à 1,54%). Tous ces caractères font que la fusion d'un manteau hydraté, suivie ou non de la cristallisation fractionnée d'olivine et de spinelle, ne semble pas pouvoir donner naissance à de grandes quantités de magma parent des TTG.

10.424) Fusion partielle d'éclogite.

Le modèle testé ici correspond à la fusion d'une tholéiite archéenne, alors transformée en éclogite (tab. 10-17, fig. 10-31 et 10-34). Le modèle présente des solutions positives, mais l'ajustement est de très mauvaise qualité ($\bar{\Delta} = 37,5\%$). Na_2O et TiO_2 ont un comportement que le modèle théorique ne peut pas prédire (Fig. 10-34), il en est de même, dans une moindre mesure pour CaO et $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$. Lorsque la présence d'ilménite dans le résidu est prise en compte, l'ajustement s'améliore quelque peu ($\bar{\Delta} = 25,6\%$) mais il reste très médiocre.

FUSION DU MANTEAU

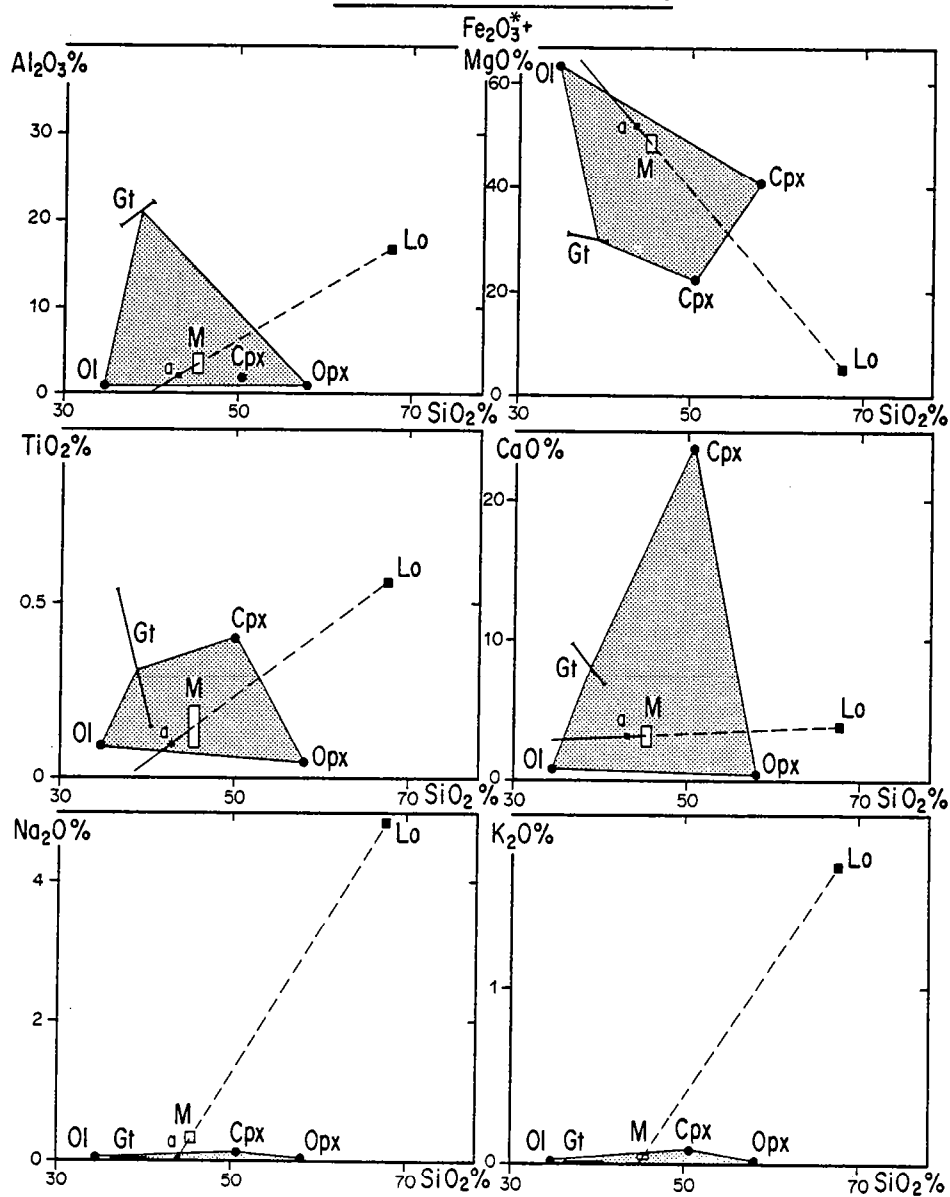


Fig. 10-32 : Diagrammes oxyde = $f(\text{SiO}_2)$ montrant comment la fusion partielle du manteau peut engendrer le magma parent des TTG (Lo). Le rectangle est limité par des droites situées à $\pm \sigma$ de la valeur moyenne du manteau (M). Le point (a) représente la composition du résidu de fusion. Ol = olivine ; Opx = orthopyroxène ; Cpx = clinopyroxène ; Gt = grenat. Le polygone grisé correspond au domaine de composition possible des résidus constitués de Ol + Opx + Cpx + Gt.

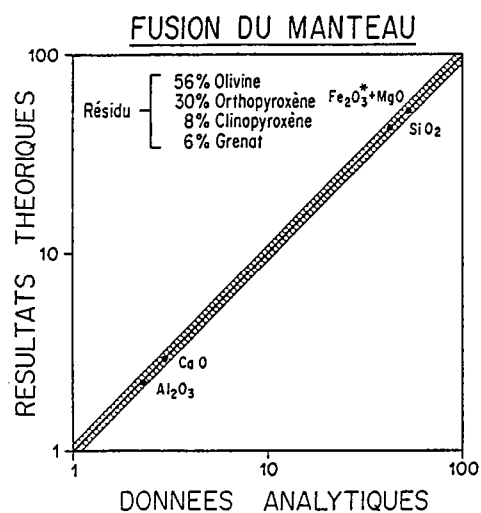


Fig. 10-33 : Diagramme Log (résultat théorique) = f (Log (donnée analytique) permettant de comparer les résultats du modèle de fusion du manteau aux données analytiques.

	Résidu 56 % Olivine 6 % Grenat 30 % Orthopyroxène 8 % Clinopyroxène		
	T	A	$\bar{\Delta} \approx 1,15$
SiO ₂	43,13	43,13	0
Al ₂ O ₃	2,24	2,30	2,6
Fe ₂ O ₃ * + MgO	51,13	51,66	1,0
CaO	2,92	2,95	1,0
Na ₂ O	0,01	-	
K ₂ O	-	-	-
TiO ₂	-	-	-

T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left| \frac{T - A}{A} \right| \times 100$

Tab. 10-15 : Tableau comparant les résultats du modèle théorique aux données analytiques dans le cas de la fusion du manteau ($\bar{\Delta}$ = écart moyen = $\frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \Delta_i$).

	1	2	3	4	5	Lo
SiO ₂	65,0	64,0	64,4	59,4	56,7	67,5
Al ₂ O ₃	21,0	21,0	20,6	24,4	24,2	16,35
Fe ₂ O ₃ * + MgO	4,5	5,1	4,1	3,4	3,3	5,15
CaO	8,7	8,3	9,4	9,4	10,4	3,90
Na ₂ O	0,8	0,8	0,5	1,0	1,2	4,85
K ₂ O	0,6	0,6	0,1	0,2	0,1	1,70
TiO ₂	0,9	0,7	0,1	0,5	0,6	0,55

Tab. 10-16 : Comparaison de la composition en éléments majeurs des liquides obtenus par fusion expérimentale d'une péridotite mantellique hydratée (1 à 5) avec celle du magma parent des TTG (Lo).

- 1 10 Kb , 1050°C (Green, 1973)
- 2 10 Kb , 1020°C (Green, 1973)
- 3 17 Kb , 1080°C (Mysen et Boettcher, 1975b)
- 4 15 Kb , 1050°C (Mysen et Boettcher, 1975b)

FUSION D'ECLOGITE

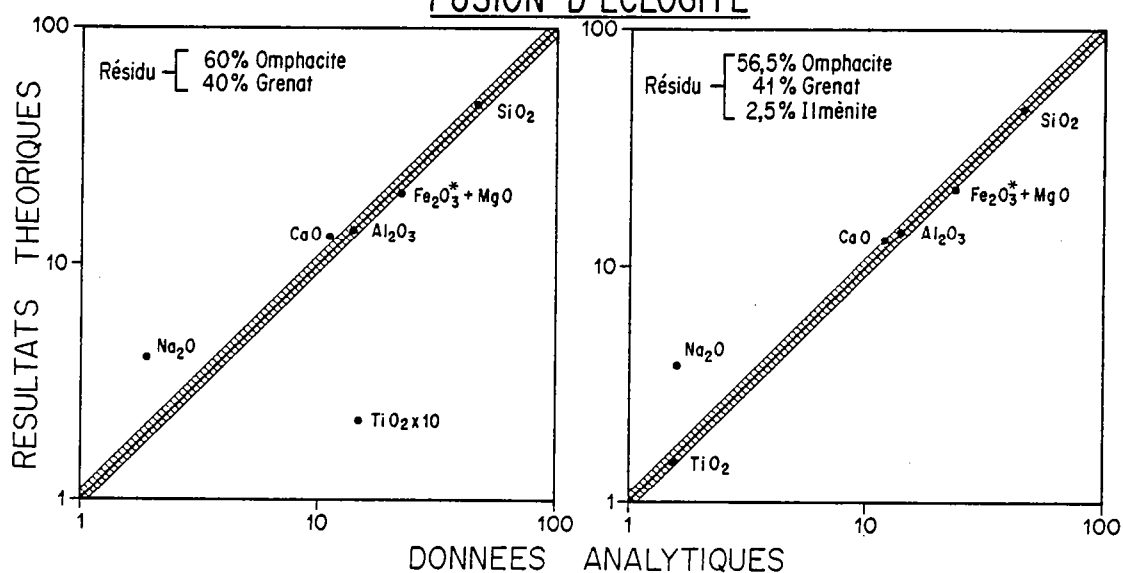


Fig. 10-34 : Diagramme $\log(\text{résultat théorique}) = f(\log(\text{donnée analytique}))$ permettant de comparer les résultats du modèle de fusion d'une éclogite aux données analytiques. Le diagramme de droite prend en compte la présence d'ilménite dans le résidu.

FUSION D'ECLOGITE							
	60 % Omphacite Résidu 40 % Grenat				56,5% Omphacite 41 % Grenat 2,5% Ilménite		
	T	A	Δ $\bar{\Delta} = 37,5$		T	A	Δ $\bar{\Delta} = 25,6$
SiO ₂	47,66	47,66	0		46,02	46,02	0
Al ₂ O ₃	14,12	14,22	0,7		13,98	14,05	0,5
Fe ₂ O ₃ * + MgO	20,44	23,03	11,24		21,44	24,51	12,53
CaO	13,39	11,62	15,23		13,02	12,26	6,2
Na ₂ O	4,08	1,93	111		3,85	1,69	128
K ₂ O	-	-	-		-	-	-
TiO ₂	0,22	1,50	86,7		1,47	1,57	6,4

T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left| \frac{T - A}{A} \right| \times 100$

Tab. 10-17 : Tableau comparant les résultats du modèle théorique aux données analytiques dans le cas de la fusion d'une éclogite, lorsque l'ilménite ne figure pas au résidu (tableau de gauche) et lorsqu'elle y figure (tableau de droite).

En particulier si ΔTiO_2 est petit (6,4%), $\Delta\text{Na}_2\text{O}$ demeure très élevé (128%). Les taux de fusion nécessaires pour produire Lo à partir d'une telle source sont de l'ordre de 25%. Cependant, et du moins en ce qui concerne les seuls éléments majeurs, un tel modèle de fusion ne peut pas rendre compte de façon satisfaisante de la genèse des magmas parents des TTG du Kainuu. Cette conclusion est indirectement confortée par le fait que l'on ne connaît pas d'éclogite d'âge archéen.

FUSION D'AMPHIBOLITES

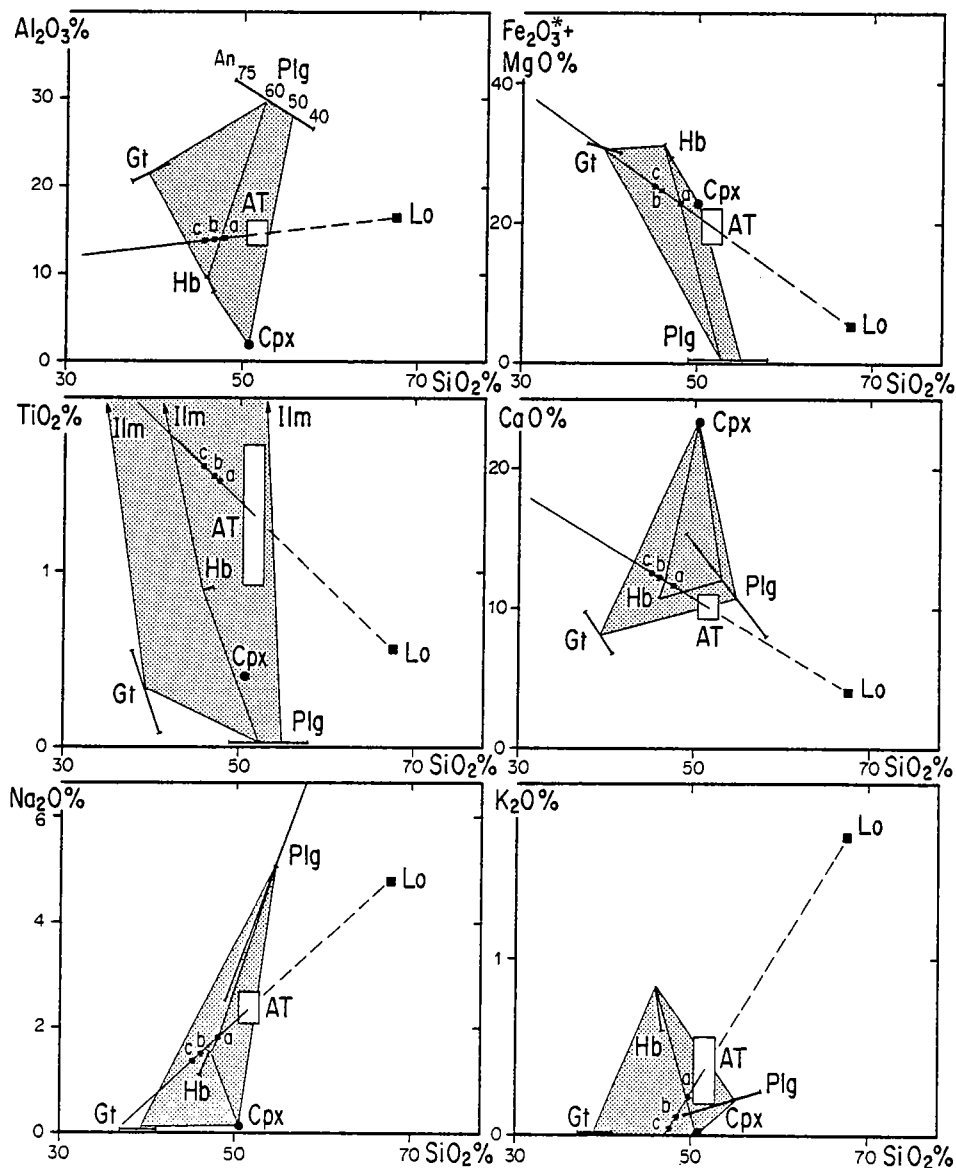


Fig. 10-35 : Diagrammes Oxyde = f (SiO_2) montrant comment la fusion partielle d'amphibolites avec ou sans grenat peut engendrer le magma parent des TTG (Lo). Le rectangle représente la composition des tholéiites archéennes (AT) et est limité par des droites situées à $\pm \sigma$ de la valeur moyenne. Le point a) représente la composition d'un résidu sans grenat, les points b et c d'un résidu contenant respectivement 10% et 25% de grenat. Cpx = Clinopyroxène ; Gt = Grenat ; Hb = Hornblende ; Plg = Plagioclase. Le polygone en grisé correspond au domaine de composition d'un résidu constitué de Cpx + Gt + Hb + Plg.

FUSION D'AMPHIBOLITE

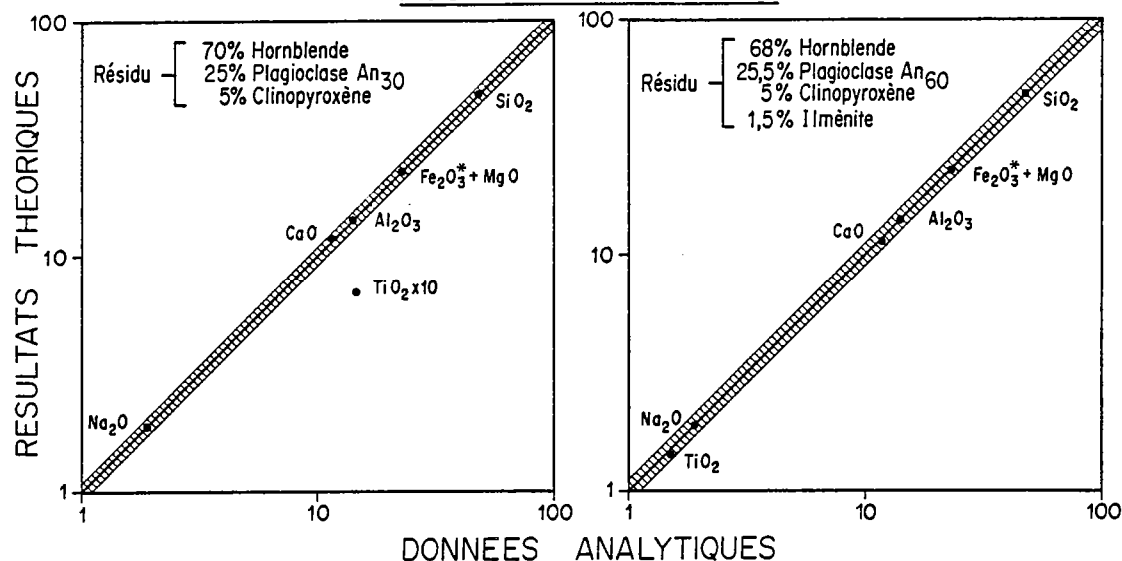


Fig.10-36 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique) permettant de comparer les résultats du modèle de fusion d'une amphibolite sans grenat avec les données analytiques.

	FUSION D'AMPHIBOLITE					
	Résidu 70 % Hornblende 25 % Plagioclase An ₃₀ 5 % Clinopyroxène			Résidu 60 % Hornblende 25,5 % Plagioclase An ₆₀ 5 % Clinopyroxène 1,5 % Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 10,3$	T	A	$\bar{\Delta} = 1,9$
SiO ₂	48,01	48,01	0	47,35	47,35	0
Al ₂ O ₃	14,16	14,27	0,8	14,13	14,19	0,4
Fe ₂ O ₃ * + MgO	22,70	22,72	0,1	22,84	23,30	2,0
CaO	11,72	11,49	2,0	11,57	11,74	1,4
Na ₂ O	1,87	1,98	5,6	1,86	1,88	1,1
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,69	1,48	53,4	1,40	1,50	6,7
$\bar{\Delta} = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$						

Tab. 10-18 : Tableau comparant les résultats du modèle théorique aux données analytiques dans le cas de la fusion d'une amphibolite sans grenat lorsque le résidu contient (tableau de droite) ou ne contient pas (tableau de gauche) d'ilménite.

FUSION D'AMPHIBOLITE AVEC 10% DE GRENAT

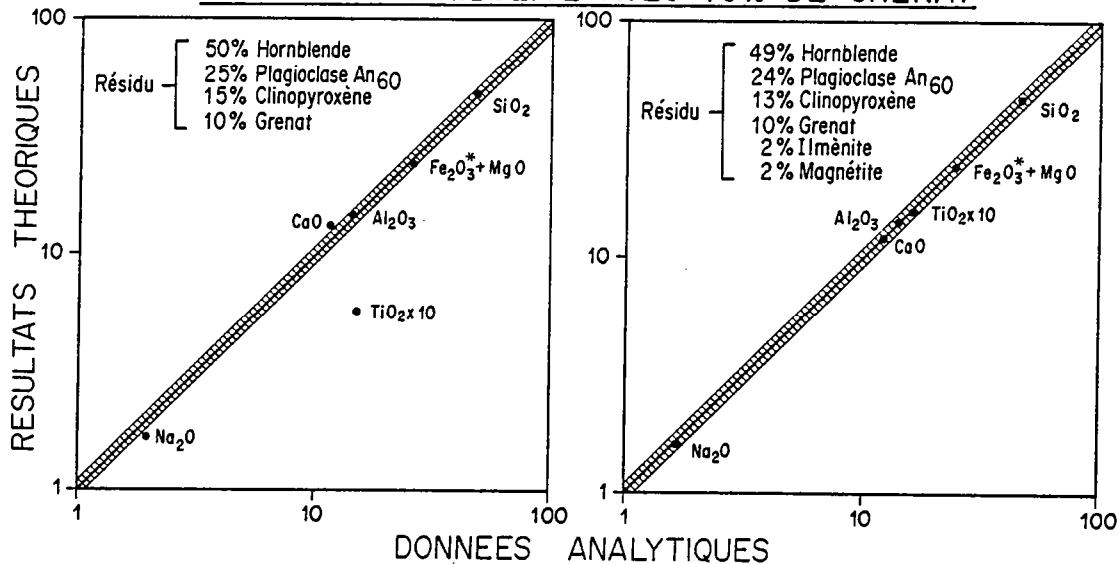


Fig.10-37 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique) permettant de comparer les résultats du modèle de fusion d'une amphibolite contenant 10% de grenat avec les données analytiques.

	FUSION D'AMPHIBOLITE AVEC 10 % DE GRENAT					
	Résidu 50 % Hornblende 10 % Grenat 25 % Plagioclase An ₆₀ 15 % Clinopyroxène			Résidu 49 % Hornblende 10 % Grenat 24 % Plagioclase An ₆₀ 13 % Clinopyroxène 2 % Magnétite 2 % Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 15,8$	T	A	$\bar{\Delta} = 1,8$
SiO ₂	47,76	47,76	0	45,77	45,77	0
Al ₂ O ₃	14,60	14,23	2,5	14,16	14,03	0,9
Fe ₂ O ₃ * + MgO	21,8	22,94	5,0	24,17	24,73	2,3
CaO	12,78	11,58	10,3	12,08	12,36	2,2
Na ₂ O	1,66	1,94	15	1,60	1,66	3,4
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,57	1,50	62	1,55	1,59	2,3
$T : \text{Valeur Théorique} ; A : \text{Donnée Analytique} ; \Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$						

Tab. 10-19 : Tableau comparant les résultats du modèle théorique aux données analytiques dans le cas de la fusion d'une amphibolite contenant 10 % de grenat, lorsque le résidu contient (tableau de droite) ou ne contient pas (tableau de gauche) d'ilménite et magnétite

FUSION D'AMPHIBOLITE AVEC 25% DE GRENAT

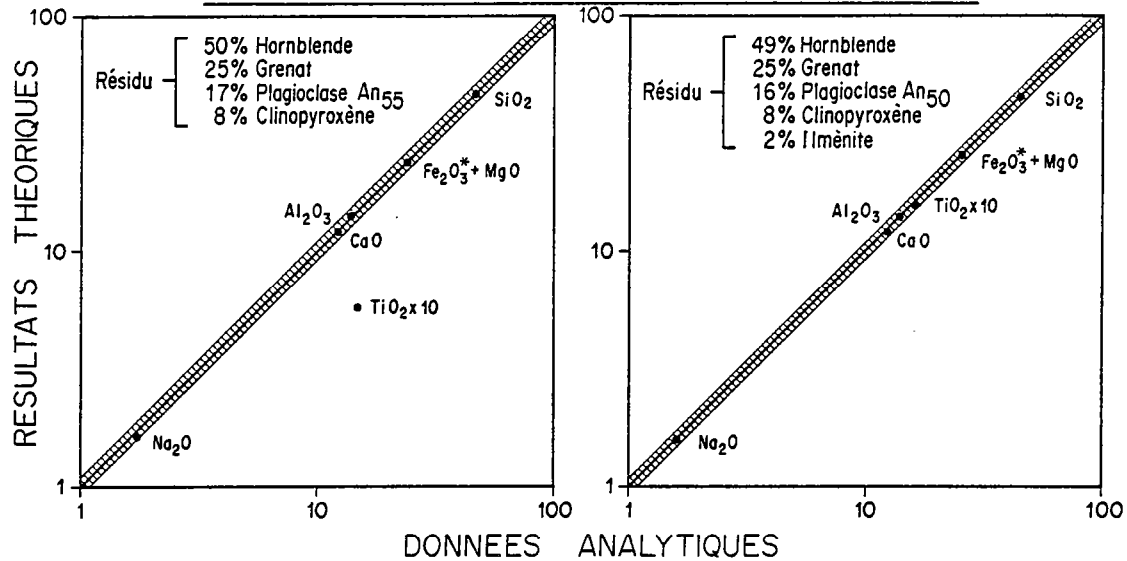


Fig. 10-38 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique)) permettant de comparer les résultats du modèle de fusion d'une amphibolite contenant 25 % de grenat avec les données analytiques.

FUSION D'AMPHIBOLITE AVEC 25 % DE GRENAT							
	Résidu 50 % Hornblende 25 % Grenat 17 % Plagioclase An ₅₅ 8 % Clinopyroxène				Résidu 49 % Hornblende 25 % Grenat 16 % Plagioclase An ₅₀ 8 % Clinopyroxène 2 % Ilménite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 11,8$		T	A	$\bar{\Delta} = 1,3$
SiO ₂	46,29	46,29	0		45,29	45,29	0
Al ₂ O ₃	14,32	14,08	1,69		13,96	13,97	0,07
Fe ₂ O ₃ * + MgO	24,32	24,26	0,23		25,28	25,17	0,44
CaO	12,23	12,16	0,62		11,99	12,54	4,39
Na ₂ O	1,65	1,73	4,75		1,58	1,59	0,61
K ₂ O	-	-	-		-	-	-
TiO ₂	0,57	1,56	63,58		1,56	1,60	2,50

T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left| \frac{T - A}{A} \right| \times 100$

Tab. 10-20 : Tableau comparant les résultats du modèle théorique aux données analytiques dans le cas de la fusion d'une amphibolite contenant 25% de grenat, lorsque le résidu contient (tableau de droite) ou ne contient pas (tableau de gauche) d'ilménite.

10.425) Fusion partielle d'amphibolites.

Plusieurs modifications ont été apportées au programme de calcul afin de modéliser la fusion d'amphibolites :

- (1) Les compositions de la hornblende et du grenat n'ont pas été fixées, mais laissées libres de varier entre deux pôles (Tab. 10-13).
- (2) La quantité de grenat dans le résidu a été fixée de façon arbitraire à 0%, 10% et 25%.

La figure 10-35 montre que dans les trois cas l'ajustement obtenu est bon, en effet les 3 résidus se placent sur la droite qui relie Lo à la source (tholéiite archéenne). Toutefois, ΔTiO_2 est systématiquement élevé (53% à 64%) (Fig. 10-36 à 10-38 et Tab. 10-18 à 10-20). Lorsque le modèle tient compte de la présence d'ilménite et/ou de magnétite dans le résidu, la concordance entre la théorie et les données analytiques devient excellente ($1,3\% < \bar{\Delta} < 1,9\%$). Les taux de fusion nécessaires pour produire Lo vont de 20% à 27%. Ces derniers sont en parfait accord avec les données de la pétrologie expérimentale (Stern et Wyllie, 1978 ; Burnham, 1979).

Si les éléments majeurs indiquent que les 3 types d'amphibolites peuvent, par fusion partielle, engendrer les TTG, ils ne permettent pas de trancher entre les différents modèles, et en particulier de préciser si le grenat était présent ou non dans le résidu et si oui, dans quelles proportions.

En résumé, l'analyse des données des éléments majeurs a permis :

- de rejeter catégoriquement les grauwackes en tant que source possible des TTG.
- de montrer qu'une éclogite de composition tholéiitique semble être une source peu probable, et ce en particulier à cause de Na_2O .
- de mettre en évidence que le manteau ou une amphibolite de composition tholéiitique, sont des sources possibles pour les TTG. Il faut noter que ces dernières hypothèses s'accordent parfaitement avec les contraintes fournies par la géochimie isotopique.

Afin de trancher entre les différentes hypothèses, il faut donc avoir recours à d'autres éléments chimiques. C'est à cette fin que les REE seront utilisées ici.

10.43) La géochimie des Terres Rares.

Tous les modèles de REE qui seront testés sont des modèles de fusion partielle. Etant donné que jamais il n'a été possible d'observer un quelconque résidu en équilibre avec les liquides TTG, l'équation utilisée sera celle d'une fusion au cours de laquelle le liquide qui se forme à chaque instant est en équilibre avec le solide qui fond, mais ce liquide est aussitôt et constamment extrait, et se concentre dans une chambre magmatique (Shaw, 1970).

$$C_A^L = \frac{Co_A}{F} \left\{ 1 - (1-F) \frac{1}{D_S^A} \right\}$$

Les symboles sont les mêmes que ceux utilisés pour la cristallisation fractionnée (§ 10.3231).

- Les valeurs de X^{α} du modèle seront celles obtenues à l'aide des éléments majeurs (tab. 10-15 et tab. 10-17 à 10-20).
- En ce qui concerne les coefficients de partage leur choix est beaucoup plus délicat car jamais il n'a été possible de mesurer de $K^{\alpha/Liq}$ dans le cas de la fusion partielle. En règle générale on utilise les valeurs de $K^{\alpha/Liq}$ correspondant à la cristallisation fractionnée d'un magma dont la composition est la même que celle du liquide produit par fusion partielle.

Cet emploi est abusif et conduit à des résultats erronés. Ceci a été mis en évidence depuis longtemps par Nagazawa et Schnetzler (1971), mais semble avoir été par la suite totalement oublié.

La valeur de $K^{\alpha/Liq}$ dépend entre autres de :

- (1) la composition chimique du magma et du résidu : les $K^{\alpha/Liq}$ sont plus élevés dans les roches acides que dans les roches basiques (Watson, 1976 ; Ryerson et Hess, 1978 ...).
- (2) la fugacité de l'oxygène (fO_2)
- (3) la pression, bien que l'absence de données expérimentales suffisantes ne permette pas de quantifier son rôle.
- (4) la température : en règle générale $K^{\alpha/Liq}$ varie en fonction de la température selon une loi de type

$$\ln K^{\alpha/Liq} = \frac{a \cdot 10^4}{T} + b$$

où a est une constante > 1 , b une autre constante < 0 et T la température en degré Kelvin.

La température joue donc un rôle important dans la valeur de $K^{\alpha/Liq}$ d'autant plus qu'en règle générale il existe une corrélation entre la composition d'un magma et sa température de cristallisation. Par exemple Sun et al (1974) ont montré que le coefficient de partage de Sr entre le plagioclase et un liquide basaltique est de 4,6 à 1050°C alors que à 1200°C il n'est que de 1,4. Une conséquence de cette loi est que lors de la fusion d'une roche de composition basaltique à 1050°C, le coefficient de partage du Sr entre le plagioclase et le liquide de composition granodioritique sera de 4,6 alors que le même plagioclase cristallisant dans un magma granodioritique à 850°C aura un $K_{Sr}^{Pg/Liq}$ de 35. Jamais aucun $K^{\alpha/Liq}$ n'a été mesuré dans le cas de la fusion d'une roche de composition basaltique. Cependant, les conditions thermodynamiques qui président à la fusion doivent être voisines de celles de la cristallisation d'un magma basaltique. Afin de prendre en compte ce paramètre ainsi que la nature chimique du magma (granodioritique), j'ai arbitrairement choisi des coefficients de partage intermédiaires entre ceux utilisés pour la cristallisation fractionnée d'un basalte et pour celle d'une dacite, tels que $K^{\alpha/Liq} = (0,75 K_{Basalte}^{\alpha/Liq} + 0,25 K_{Dacite}^{\alpha/Liq})$ (tab. 10-22).

K_{min}/Liq	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Grenat
La	0,0004	0,002	0,070	0,015
Ce	0,0005	0,003	0,098	0,021
Nd	0,0010	0,0068	0,21	0,087
Sm	0,0013	0,010	0,26	0,217
Eu	0,0016	0,013	0,31	0,320
Gd	0,0015	0,016	0,30	0,498
Tb	0,0016	0,019	0,315	0,779
Dy	0,0017	0,022	0,33	1,06
Er	0,0015	0,030	0,30	2,00
Yb	0,0015	0,049	0,28	4,03
Lu	0,0015	0,058	0,27	5,05

Tab. 10-21 : Coefficients de partage $K_{REE}^{\alpha/Liq}$ utilisés pour le calcul de la fusion du manteau d'après Hanson (1980). Les valeurs de $K^{\alpha/Liq}$ de La, Tb et Lu ont été évaluées par interpolation linéaire.

K_{min}/liq	Hornblende	Plagioclase	Grenat	Clinopyroxène	Ilménite	Magnétite
La	0,2	0,13	0,04	0,1	0,005	0,22
Ce	0,3	0,11	0,08	0,2	0,006	0,26
Nd	0,8	0,07	0,20	0,4	0,008	0,30
Sm	1,1	0,05	1,00	0,6	0,01	0,35
Eu	1,3	1,3	0,98	0,6	0,007	0,26
Gd	1,8	0,04	3,8	0,7	0,017	0,32
Tb	2,0	0,037	7,5	0,7	0,022	0,28
Dy	2,0	0,031	11	0,7	0,028	0,28
Er	1,9	0,026	16	0,6	0,046	0,22
Yb	1,7	0,024	21	0,6	0,077	0,18
Lu	1,5	0,023	21	0,6	0,10	0,18

Tab. 10-22 : Coefficients de partage $K_{REE}^{\alpha/Liq}$ utilisés pour le calcul de la fusion d'une tholéiite.

Ce choix est arbitraire et peut être discuté; et contesté, il n'en reste pas moins que les $K^{\alpha/Liq}$ ainsi calculés sont certainement plus proches de la réalité et mieux adaptés aux TTG que ceux provenant des mesures faites dans le cas de la cristallisation fractionnée de dacites (voir Arth et Hanson, 1975 ; Hanson, 1980 ...) ou de basaltes (Graviou, 1984).

Le tableau 10-23 résume la composition des sources utilisées dans le calcul des modèles théoriques.

Teneurs Normalisées	Manteau	Tholéiite archéenne	Tholéiite archéenne
La	2	29	26,4
Ce	2	27	24,1
Nd	2	23	19,8
Sm	2	18	15,6
Eu	2	17	14,1
Gd	2	15,5	12,4
Tb	2	14	
Dy	2	12,5	11,23
Er	2	10,8	10,1
Yb	2	10,3	9,9
Lu	2	9,6	10,6
Réf	(1)	(1)	(2)

Tab. 10-23 : Composition en REE du manteau et de la tholéiite archéenne utilisée comme roche source dans le calcul des modèles de fusion. (1) Jahn et al. (1980) ; (2) Condie (1981) (0,5 TH1 + 0,5 TH2).

- En ce qui concerne le manteau il s'agit d'un spectre plat à 2 X chondrites tel celui proposé par Jahn et al. (1980) pour le manteau archéen de Finlande.
- Le spectre de la tholéiite archéenne est la moyenne des 11 analyses de tholéiites de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Jahn et al. 1980). Il faut noter que ce spectre est très voisin de celui obtenu en faisant la moyenne des tholéiites archéennes TH_1 et TH_2 de Condie (1981) $\{(La/Yb)_N = 2,8$ avec $Yb_N = 10,3$ pour l'une et $(La/Yb)_N = 2,7$ avec $Yb_N = 9,9$ pour l'autre}.

10.431) Fusion partielle du manteau.

De toute évidence le manteau ne peut pas, par fusion partielle directe donner naissance aux TTG (Fig. 10-39). Les spectres obtenus ne sont pas assez fractionnés et en particulier les teneurs en Yb restent trop élevées. De plus, le rapport $(La/Yb)_N$ qui est de 21 pour $F = 0,01$ n'est plus que de 3 pour $F = 0,10$. Ceci signifie que les taux de fusion qui permettraient un enrichissement suffisant en LREE ne sont que de 1%, ce qui n'est pas une valeur réaliste permettant d'expliquer les énormes volumes de gneiss gris actuellement existants.

Depuis les premiers travaux de Lloyd et Bailey (1975) le concept de métasomatose mantellique s'est considérablement développé. L'importance accordée à ce processus a encore crû à la suite des travaux expérimentaux de Mysen (1979) qui a montré que dans des péridotites pour des pressions de 20 à 40 Kb les $K_{\text{fluide/cristal}}^{\text{REE}}$ étaient très élevés. Le $K_{\text{fluide/cristal}}^{\text{LREE}}$ étant très supérieur au $K_{\text{HREE}}^{\text{fluide/cristal}}$ la phase fluide va posséder des spectres de REE très fractionnés et le manteau métasomaté par de tels fluides va (1) s'enrichir en REE; (2) posséder un spectre plus fractionné. La fusion d'un manteau métasomaté a été testée (fig.10-40). L'équation qui permet de calculer la composition du manteau métasomaté est celle établie par Mysen (1979).

$$C_m^A = C_o^A (1 - x_m) + \frac{C_s^A \cdot x_m}{D_s^A + x_s (1 - D_s^A)}$$

C_m^A = concentration de l'élément A dans la roche métasomatée.

C_o^A = concentration de A dans la roche avant la métasomatose.

C_s^A = concentration de A dans la roche source (dont les fluides sont issus).

D_s^A = Coefficient de distribution général de A entre le fluide et la roche source

x_m = taux de métasomatose : fraction de fluide introduite dans la roche métasomatée.

x_s = taux de déshydratation : fraction de fluide extraite de la roche source.

Afin de prendre en compte une métasomatose importante, le taux de déshydratation de la source et le taux de métasomatose ont été arbitrairement fixés à ($x_s = 0,02$; $x_m = 0,02$). La roche source a été choisie riche en REE ($(La/Yb)_N = 2,7$; $Yb_N = 9,9$) alors que le manteau initial possédait un spectre plat ($(La/Yb)_N = 1$; $Yb_N = 2$). La composition ainsi obtenue est proche de celle proposée pour un manteau métasomaté par Sun et al. (1979) et par Chauvel et Jahn (1984), et légèrement enrichie en REE par rapport à celle calculée par Graviou (1984).

La figure 10-40 montre nettement que la fusion d'un manteau métasomaté ne permet pas d'obtenir pour des taux de fusion > 10% des rapports $(La/Yb)_N$ aussi élevés que ceux des magmas parents des TTG. Seules des valeurs de F inférieures à 5% permettent d'atteindre des $(La/Yb)_N$ de 50. De plus quelque soit le taux de fusion, les teneurs en Yb (> 6) sont elles aussi trop élevées par rapport à celles des sources des TTG (3,6 et 1,78). La cristallisation fractionnée d'olivine à haute pression, envisagée par certains auteurs (Nicholls et Ringwood, 1972, 1973 ; Graviou, 1984) ne permet pas non plus d'expliquer les spectres de REE des sources des TTG.

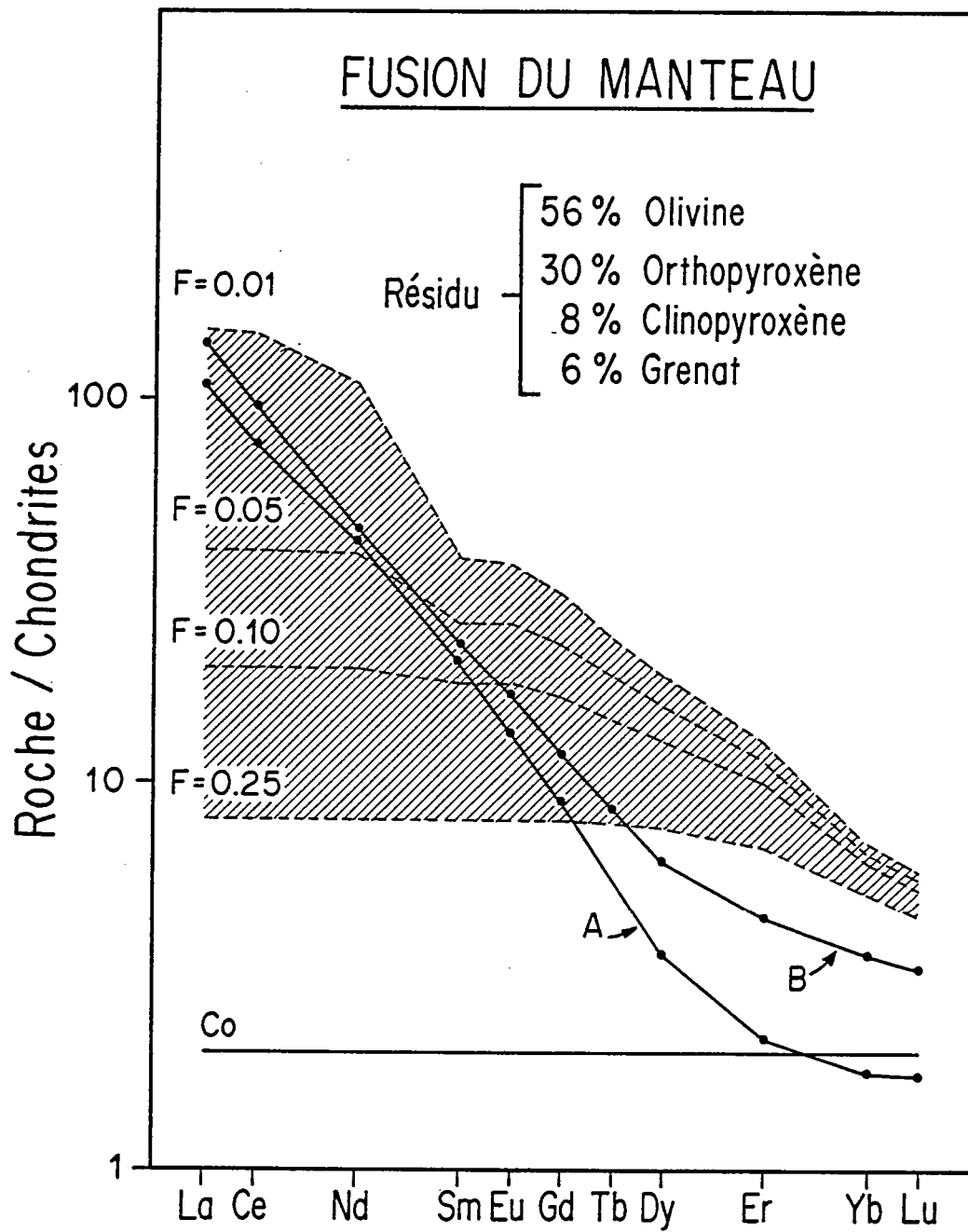


Fig. 10-39 : Comparaison des spectres de REE des magmas sources des TTG (A et B) avec ceux obtenus par le calcul théorique de la fusion partielle du manteau (en hachures). Co représente le spectre du manteau initial. Il apparaît nettement que en aucun cas la fusion du manteau ne peut produire les spectres A et B.

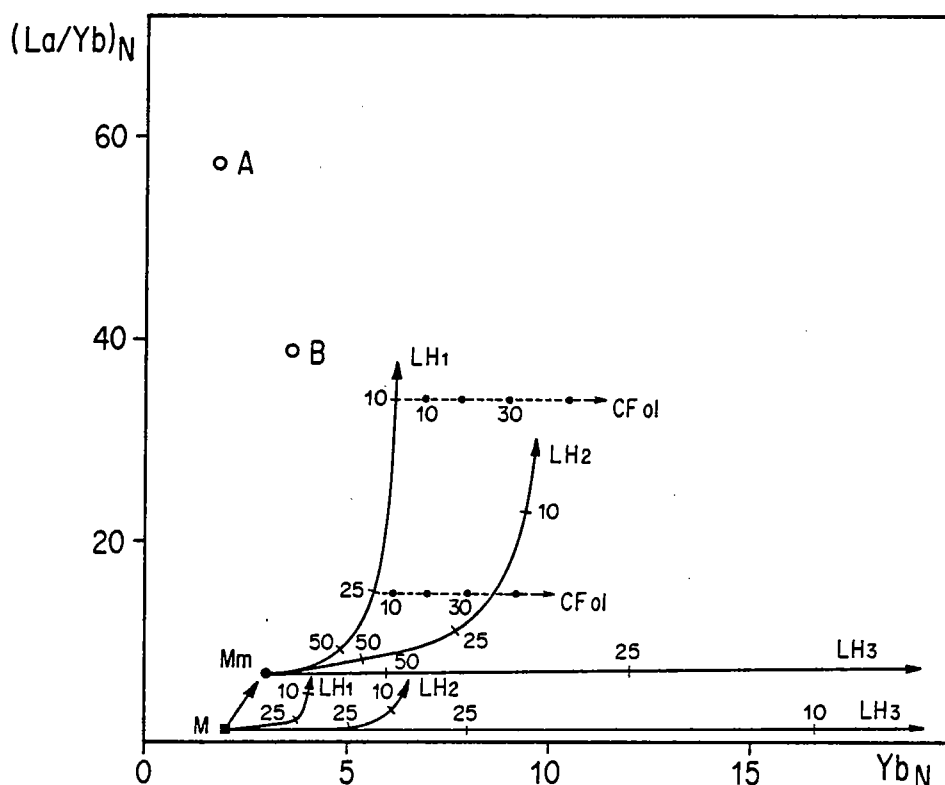


Fig. 10-40 : Diagramme $(La/Yb)_N = f ((Yb)_N)$ montrant les courbes d'évolution des liquides obtenus par fusion partielle d'un manteau non métasomatisé (M) et d'un manteau métasomatisé (Mm). La composition de Mm a été calculée en considérant 2% de déshydratation d'une roche dont $(La/Yb)_N = 2,7$ et $(Yb)_N = 9,9$ (tholéiite archéenne). La métasomatose a elle aussi été estimée à 2% (volume de fluide introduit/volume de manteau = 0,02). La composition du manteau est celle d'une lherzolite (Olivine / Orthopyroxène / Clinopyroxène / Grenat / Spinelle = 55/23/12/10/0 pour LH 1 ; 56/30/8/6/0 pour LH 2 ; 53/29/15/0/3 pour LH 3. En aucun cas la fusion du manteau, métasomatisé ou non, ne permet, pour des taux de fusion supérieurs à 10% d'obtenir des rapports $(La/Yb)_N$ aussi élevés que ceux des magmas parents des TTG (A et B). Les teneurs en $(Yb)_N$ sont elles aussi trop élevées. Les courbes en pointillé (CF ol) figurent l'évolution de la composition du liquide au cours de la cristallisation fractionnée d'olivine. Ce processus ne permet pas, lui non plus, d'expliquer la composition de A et de B.

En conclusion, il apparaît que si le modèle de fusion du manteau peut dans certains cas être compatible avec les données des éléments majeurs, il est totalement inacceptable quant aux REE, (même dans le cas où le manteau a subi une métasomatose) : ce modèle est donc rejeté.

10.432) Fusion partielle d'une éclogite.

Les résultats du calcul de la fusion d'une éclogite à composition de tholéiite sont figurés (fig. 10-41). Si le modèle permet bien de rendre compte de l'enrichissement en LREE, il n'explique pas les teneurs en Yb et Lu. En effet la présence d'une grande quantité de grenat dans le résidu (41%) entraîne un appauvrissement important en HREE. L'hypothèse de la fusion d'une éclogite doit être rejetée car elle n'explique ni la distribution des éléments majeurs, ni celle des Terres Rares.

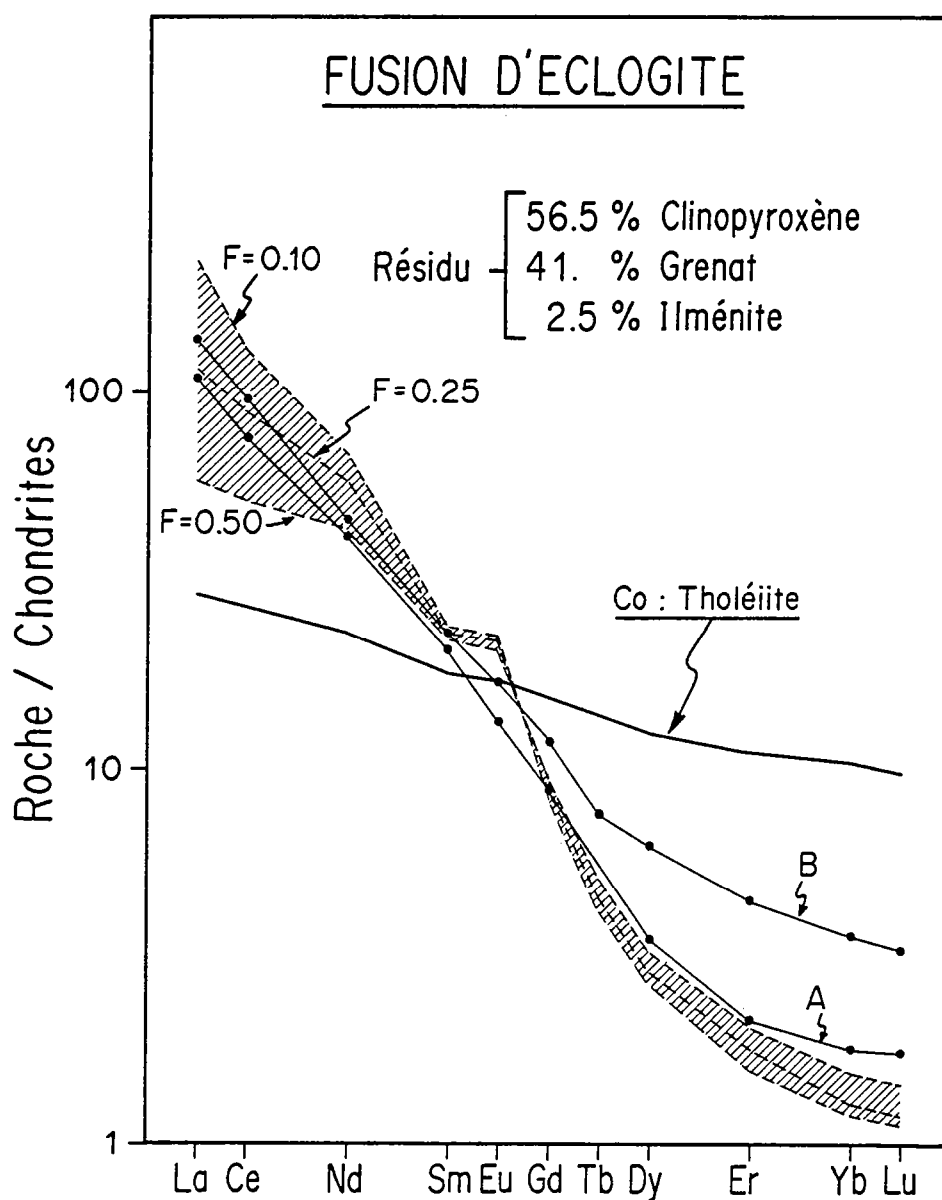


Fig. 10-41 : Comparaison des spectres de REE des magmas sources des TTG (A et B) avec ceux obtenus par le calcul théorique de la fusion partielle d'une tholéiite archéenne (transformée en éclogite) (en hachures). Ce modèle ne peut pas expliquer l'allure des spectres A et B.

10.433) Fusion partielle d'amphibolites.

La figure 10-42 montre qu'une amphibolite dépourvue de grenat ne peut pas, par fusion partielle, produire les TTG. En effet les spectres de REE des liquides ainsi engendrés ne sont pas assez riches en LREE et sont par contre trop riches en HREE. En d'autres termes leur fractionnement est insuffisant ($(La/Yb)_N$ va de 6 à 15 alors que dans les sources il est de 38,8 et 57,2).

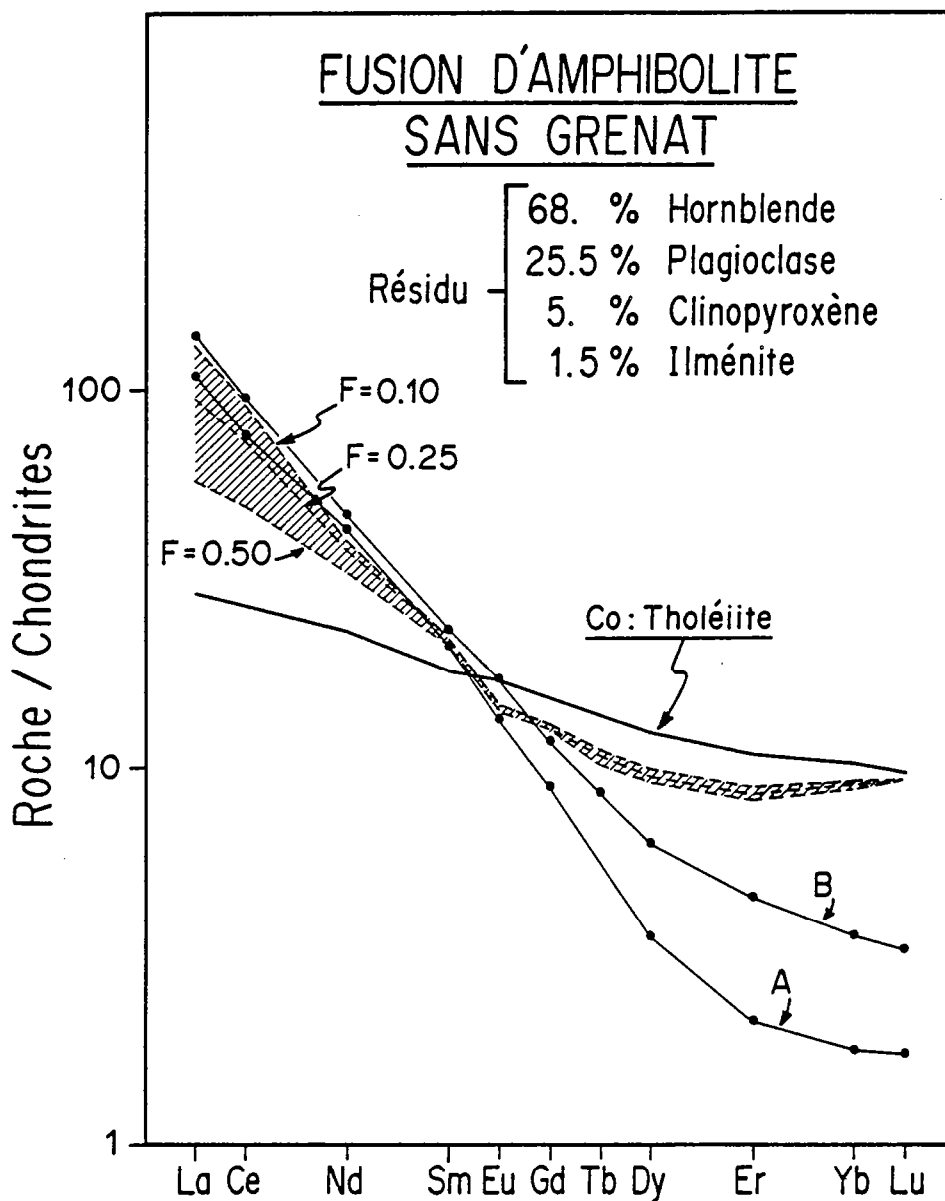


Fig. 10-42 : Comparaison des spectres de REE des magmas sources des TTG (A et B) avec ceux obtenus par le calcul théorique de la fusion partielle d'une tholéiite archéenne (transformée en amphibolite sans grenat) (en hachures). Ce modèle ne permet pas d'expliquer le fort fractionnement de A et de B.

La fusion d'une amphibolite laissant 10% de grenat dans le résidu peut engendrer un magma dont le spectre de REE est voisin de celui de la source B (fig. 10-43), mais il faut 25% de grenat dans le résidu pour expliquer la source A (fig. 10-44). Les spectres théoriques s'ajustent bien aux données analytiques, exception faite de Eu. Les divergences, positives ou négatives sont minimales. Elles peuvent être attribuées à des variations de fO_2 dont l'influence est importante sur $K_{Eu}^{a/Liq}$ (Weill et Drake, 1983). Ces variations n'ont pas été prises en compte par le modèle d'où la possibilité de petits écarts.

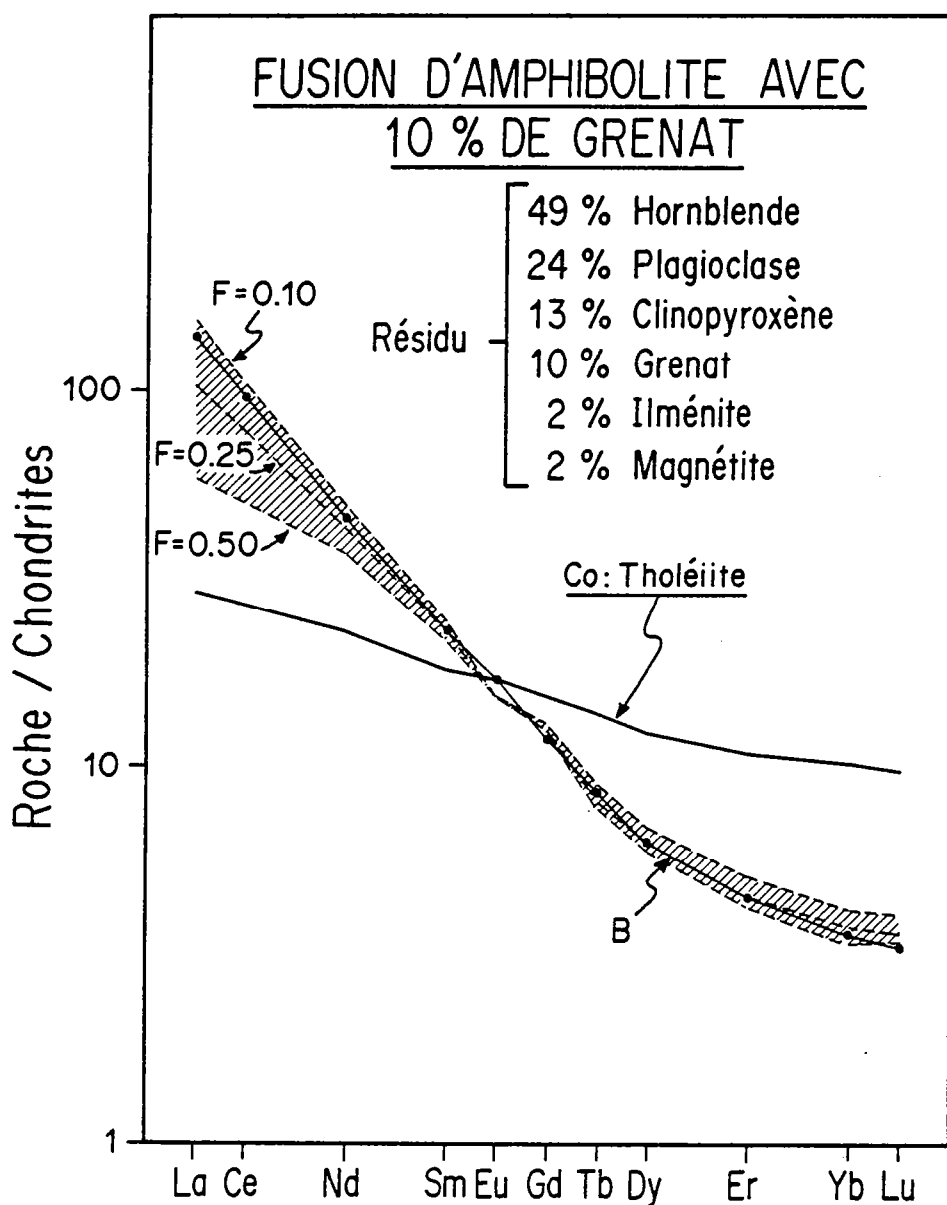


Fig. 10-43 : Comparaison du spectre de REE du magma B, parent des TTG avec ceux obtenus par le calcul théorique de la fusion partielle d'une tholéiite archéenne (transformée en amphibolite contenant 10% de grenat) (en hachures). Un excellent ajustement est obtenu pour un taux de fusion compris entre 10% et 25%.

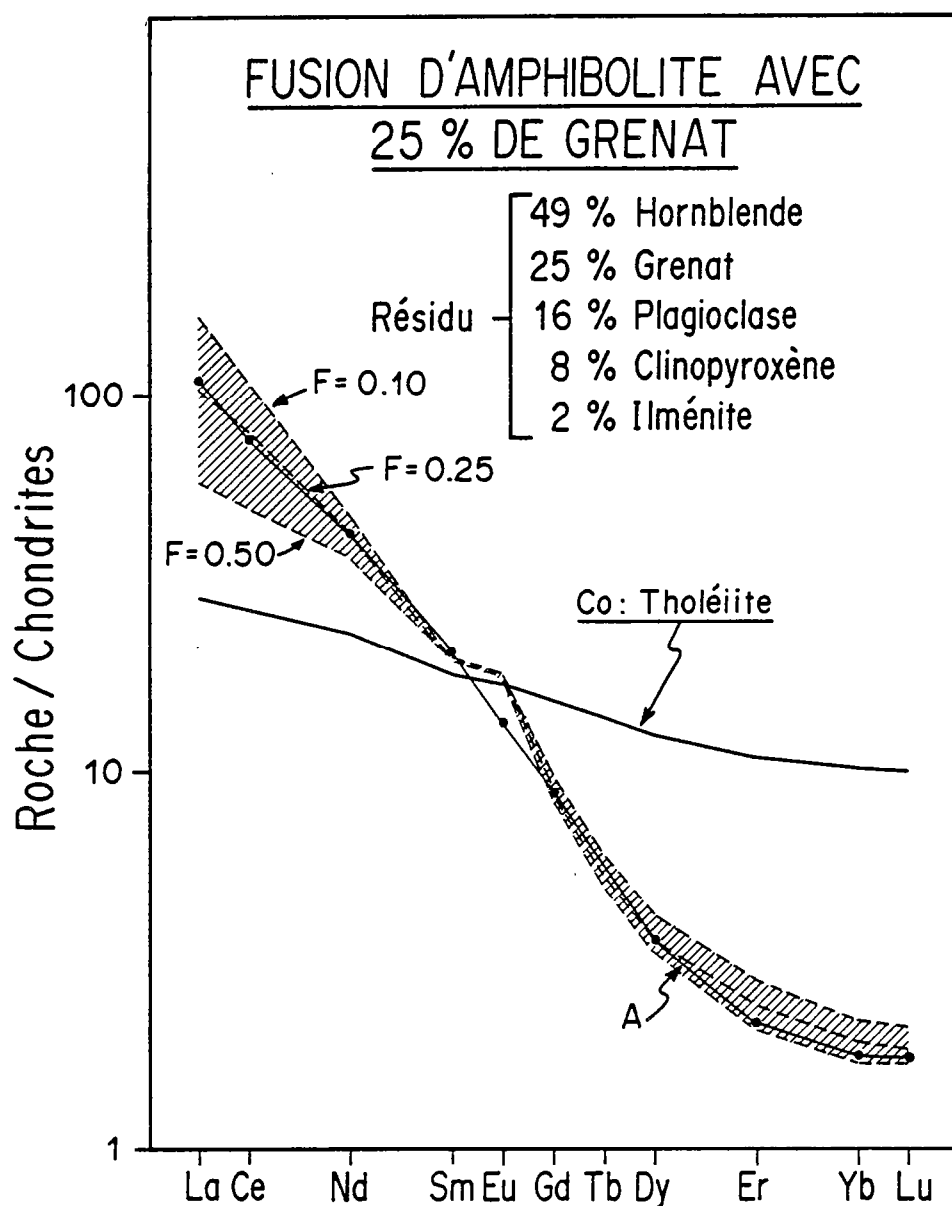


Fig. 10-44 : Comparaison du spectre de REE du magma A, parent des TTG avec ceux obtenus par le calcul théorique de la fusion partielle d'une tholéiite archéenne (transformée en amphibolite contenant 25% de grenat) (en hachures). Un excellent ajustement est obtenu pour un taux de fusion compris entre 25 % et 30 %.

Les taux de fusion F prédits par les REE vont de 10% à 30% ce qui est en parfait accord avec les résultats des calculs effectués à l'aide des éléments majeurs ($20\% < F < 27\%$). La concordance entre les deux approches du problème est excellente et permet d'affirmer que la fusion d'une amphibolite à grenat peut rendre compte du comportement géochimique des éléments majeurs, des REE et des isotopes du Sr et du Nd.

10.44) Conclusions.

- (1) La fusion d'éclogites ou de grauwackes ne peut pas engendrer les magmas TTG. Ces modèles ne satisfont ni aux contraintes fixées par les éléments majeurs ni à celles apportées par les REE.
- (2) Les TTG ne sont pas non plus issues directement du manteau. En effet, si un tel processus satisfait aux contraintes imposées par les éléments majeurs, il est en parfaite contradiction avec les données des REE.
- (3) La fusion d'une amphibolite sans grenat ne permet pas un fractionnement suffisant des REE. Elle ne peut donc pas être à l'origine des TTG.
- (4) Seule la fusion d'amphibolites, avec un résidu contenant de 10% à 25% de grenat, peut, pour des taux de fusion compris entre 10% et 30%, engendrer les TTG. Ce modèle satisfait pleinement à toutes les contraintes : géochimiques (majeurs, REE) et isotopiques.

Il faut toutefois remarquer que ce modèle reste valable lorsque les amphibolites à grenat sont affectées par un métamorphisme granulitique. L'assemblage minéralogique reste le même (pyriclasite à grenat et hornblende), seules les proportions modales relatives varient.

- (5) La présence de grenat dans le résidu est nécessaire à l'obtention de spectres suffisamment fractionnés : le grenat était donc stable dans la zone de fusion.
- (6) La genèse des TTG s'est opérée à partir du manteau en 2 épisodes : (i) la fusion du manteau produit des tholéiites. (ii) la fusion de ces dernières, préalablement transformées en amphibolites à grenat engendre les TTG. Les contraintes isotopiques (§ 10.41) impliquent que ces deux épisodes n'aient pas été séparés par plus de 0,1 G.a.

10.5. Test du modèle à l'aide des autres éléments en traces.

J'ai déjà été amené à anticiper sur l'étude des éléments en traces afin de démontrer que le processus pétrogénétique à l'origine des lignées de différenciation des TTG était la cristallisation fractionnée (fig. 10-15, § 10.313). Je ne reprendrai donc pas ici une telle analyse. En effet, la dernière étape de l'étude géochimique va consister à tester le modèle complet (fusion partielle + cristallisation fractionnée) à l'aide d'éléments en traces autres que les REE, à savoir: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Ni, Co et V.

Les analyses de ces éléments ont été obtenues selon la méthode décrite dans l'annexe I; les résultats figurent dans l'annexe IV.

Les $K^{\alpha/Liq}$ utilisés dans le calcul des modèles théoriques sont résumés dans les tableaux 10-24 et 10-25.

	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Grenat
Rb	0,01	0,022	0,03	0,04
Sr	0,014	0,017	0,12	0,012
Ba	0,01	0,013	0,026	0,023
Zr	0,40	0,10	0,35	0,50
Y	0,0015	0,03	0,30	2,0
Nb	0,010	0,35	0,30	0,20
Co	4,3	3,2	1,5	2,0
Ni	24	5,2	3,4	0,5
V	0,08	0,6	0,8	0,2

Tab. 10-24 : Coefficients de partage $K^{\alpha/Liq}$ utilisés pour le calcul du modèle de fusion du manteau.

	Hornblende		Plagioclase		Grenat	Clino- pyroxène	Ilménite	Magnétite	Allanite	Zircon
Rb	0,22	0,014	0,06	0,04	0,034	0,03	-	-	-	-
Sr	0,36	0,022	2,00	4,4	0,013	0,20	-	-	-	-
Ba	0,33	0,044	0,26	0,31	0,022	0,05	-	-	-	-
Zr	0,45	0,45	0,25	0,01	0,50	0,35	-	-	1	3800
Y	1,9	12	0,60	0,055	16	0,03	-	-	100	140
Nb	1,3	1,3	0,025	0,025	0,20	0,30	-	-	2	25
Co	6,1	10	0,03	0,1	3,0	2,20	5,9	9,5	28	-
Ni	7,3	12	0,1	0,38	1,2	4,8	4,5	8,6	28	-
V	6,0	10	0,01	0,1	4,0	1,1	8,3	8,6	30	-

Tab. 10-25 : Coefficients de partage $K^{\alpha/Liq}$ utilisés pour le calcul des modèles de fusion d'une tholéiite puis de cristallisation fractionnée du magma ainsi produit. Lorsque les sources bibliographiques étaient suffisamment abondantes et précises (hornblende et plagioclase) il a été possible de distinguer les coefficients de partage correspondant à la fusion (colonne de gauche) de ceux utilisés pour la cristallisation fractionnée (colonne de droite).

En ce qui concerne la fusion de la source de composition tholéiitique, les coefficients de partage ont été évalués de la même façon que ceux des REE : $K^{\alpha/Liq} = (0,75 K^{\alpha/Liq}_{\text{Basalte}} + 0,25 K^{\alpha/Liq}_{\text{Dacite}})$. Les domaines de composition du manteau et des tholéiites ont été évalués à partir d'une compilation de données ou/et d'évaluations provenant de sources bibliographiques diverses.

10.51) K - Rb - Sr - Ba.

Les rapports K/Rb sont toujours supérieurs à 100 ; en moyenne ils s'étalent de 150 à 300 alors que les teneurs en Rb vont de 50 ppm à 200 ppm (fig. 10-45). Le plus souvent les points se situent à proximité immédiate du "Main Trend" défini par Shaw (1968) pour les roches ignées continentales. Les rapports K/Rb des TTG sont en général inférieurs à ceux des sources potentielles ($K/Rb \sim 320$ pour le manteau, (Sun et Nesbitt, 1977) ; $K/Rb \sim 350$ à 450 pour les tholéiites archéennes (Hart et Brooks, 1977 ; Sun et Nesbitt, 1977 ; Jahn et Sun, 1979). Ceci signifie qu'au cours de la différenciation, non seulement le liquide s'est enrichi en K et en Rb, mais aussi que le rapport K/Rb a diminué. Les seuls minéraux communs qui répondent à ces conditions ($K^{\alpha/Liq}_K < 1$, $K^{\alpha/Liq}_{Rb} < 1$ et $K^{\alpha/Liq}_K > K^{\alpha/Liq}_{Rb}$) sont la hornblende et surtout le plagioclase. Ceci est en parfait accord avec les résultats de la fusion partielle et surtout de la cristallisation fractionnée (où le cumulat est constitué à plus de 98% de hornblende et de plagioclase).

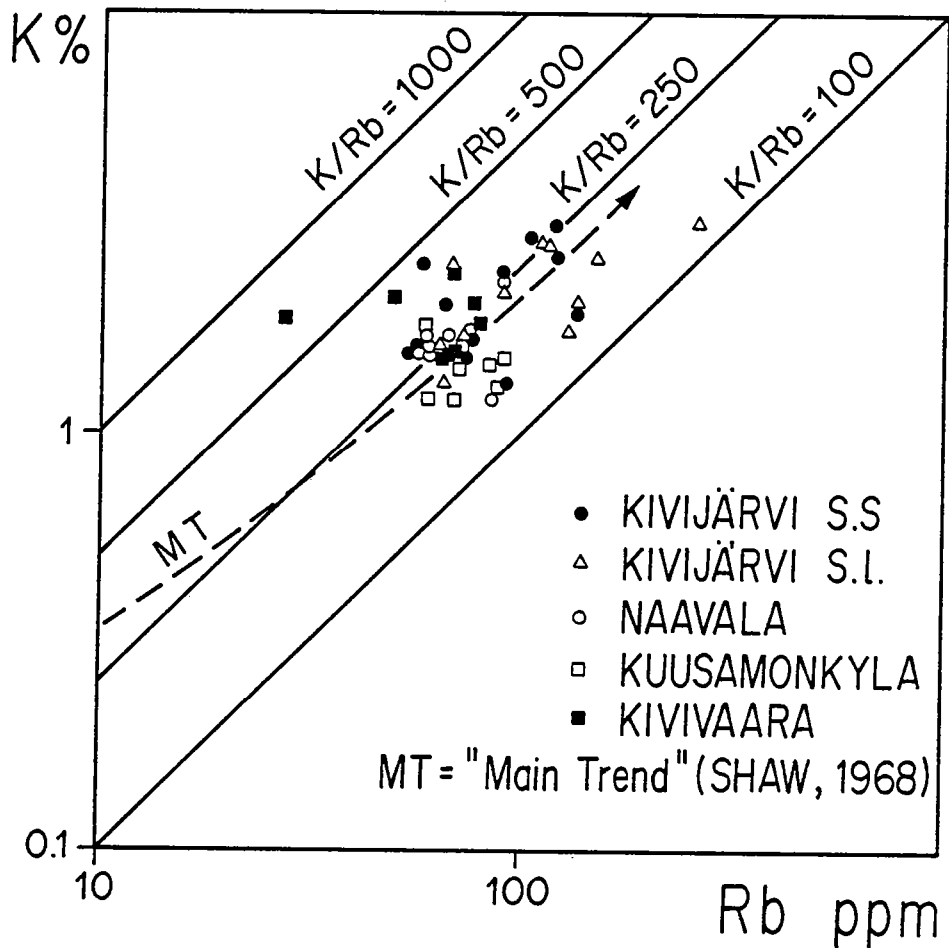


Fig. 10-45 : Diagramme $\log (K) = f (\log (Rb))$ dans lequel ont été figurés les points représentatifs des TTG.

Les rapports Rb/Sr sont plus dispersés (fig. 10-46) ils vont de 0,1 à 1 avec un maximum de valeurs comprises entre 0,1 et 0,5 pour des teneurs en Sr allant de 150 ppm à 800 ppm. Le rapport Rb/Sr des TTG est nettement plus élevé que celui du manteau (0,02 à 0,04 Sun et Nesbitt, 1977) ou des tholéiites archéennes (0,02 à 0,07, Hart et Brooks, 1977 ; Sun et Nesbitt, 1977 ; Jahn et Sun, 1979). Les minéraux qui ont fractionné doivent permettre un enrichissement du liquide en Rb et Sr ainsi qu'une augmentation du rapport Rb/Sr.

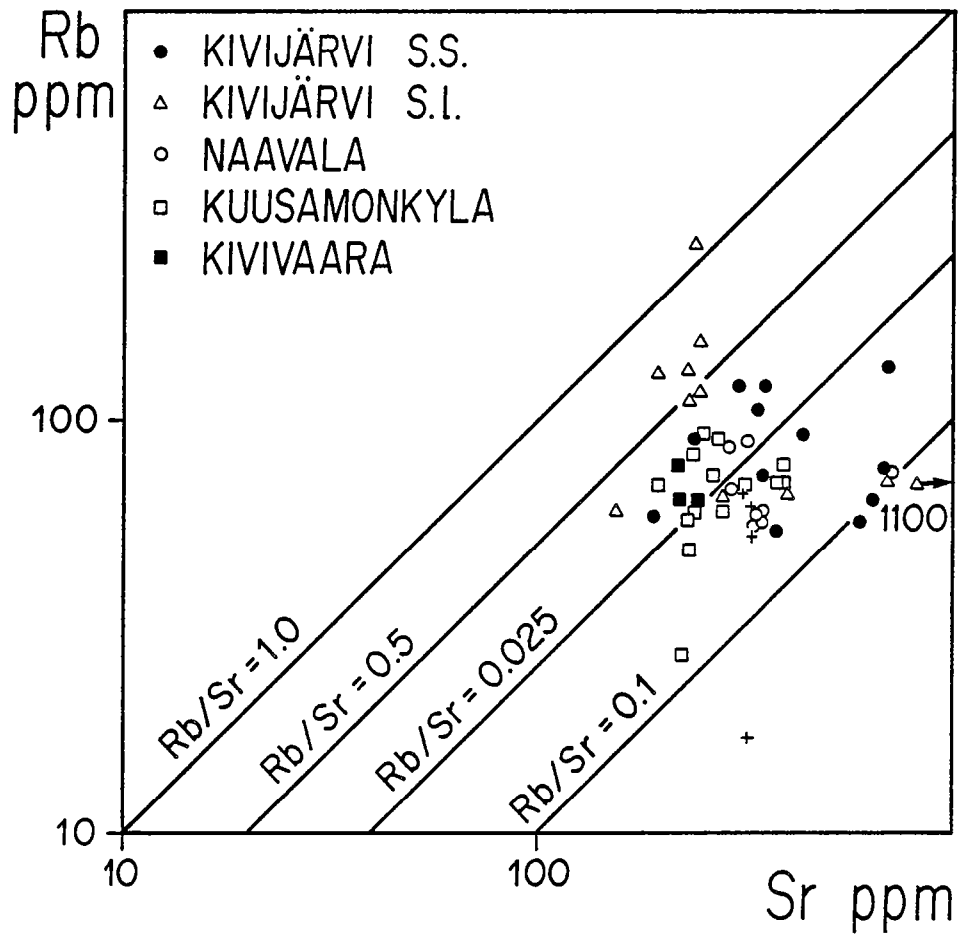


Fig. 10-46 : Diagramme $\log (Rb) = f (\log (Sr))$ pour les TTG.

La figure 10-47 représente pour chaque massif de TTG étudié l'évolution du rapport Rb/Sr. Dans tous les cas celui-ci croît de façon linéaire lorsque Rb augmente, cependant jamais la droite ainsi définie ne passe par les points représentant le manteau ou les tholéiites archéennes. Le processus de différenciation majeur n'est donc pas primaire, mais secondaire; en d'autres termes ces lignées ont été engendrées par la cristallisation fractionnée plutôt que par la fusion partielle.

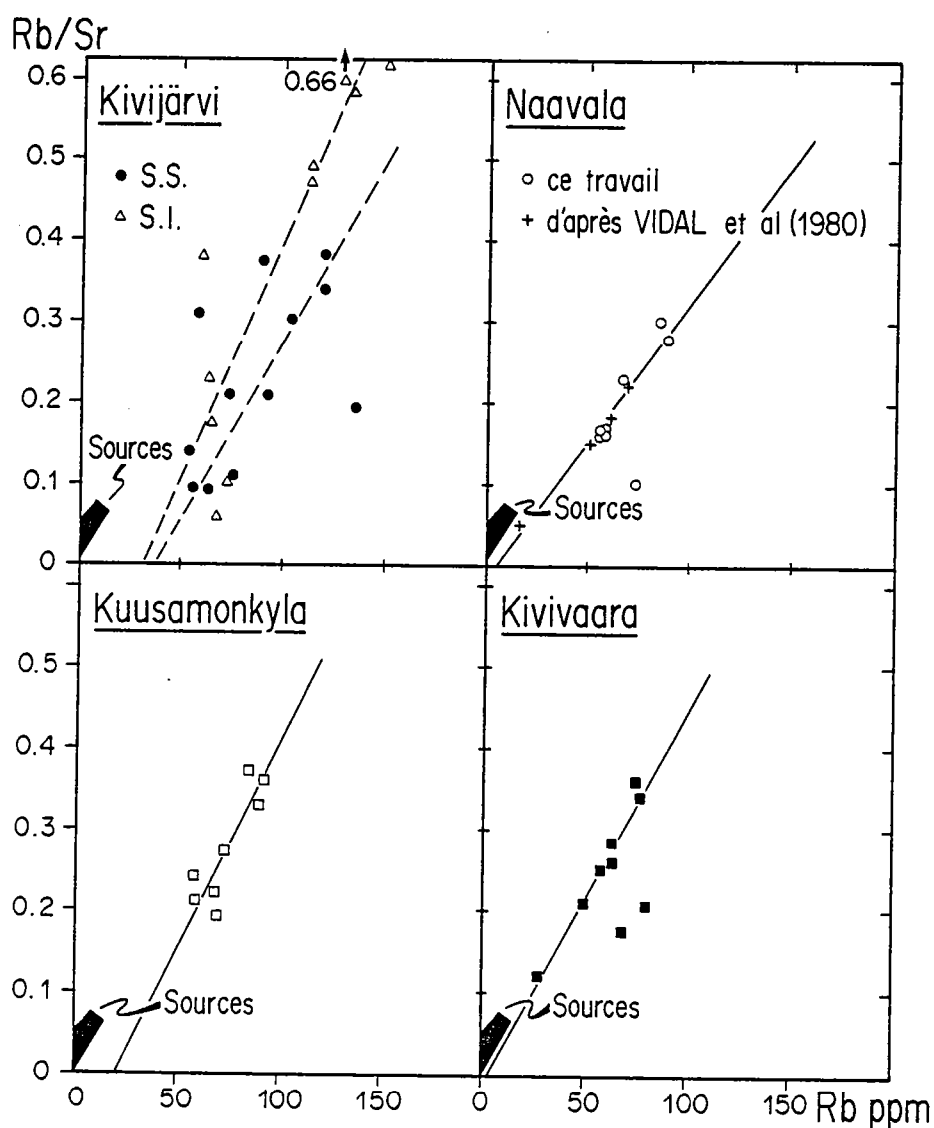


Fig. 10-47 : Diagrammes $(Rb/Sr) = f(Rb)$ pour les 4 massifs de TTG étudiés. Les ensembles de points se corréllent linéairement, mais la lignée évolutive ainsi définie ne passe pas par le domaine représentatif des sources potentielles (manteau et tholéiite) montrant ainsi que le processus majeur mis en évidence est ici la cristallisation fractionnée plutôt que la fusion partielle.

La figure 10-48 schématise l'évolution du rapport $Rb/Sr = f(Rb)$ au cours de la fusion du manteau, d'éclogite, ou d'amphibolite avec ou sans grenat. Le calcul a été effectué de la manière suivante : (1) calcul de la gamme de composition des liquides obtenus par fusion partielle (FP) de la source, pour des taux de fusion allant de 10% à 30% ($0,10 < F < 0,30$), (2) à partir de ces magmas, calcul des liquides produits par cristallisation fractionnée (CF) pour $0 < (1-F) < 0,40$. Les valeurs de F et de $(1-F)$ correspondent à celles calculées à l'aide des éléments majeurs et des REE.

Les principales conclusions sont les suivantes :

- (1) la fusion du manteau ne permet pas un enrichissement suffisant en Rb et en Sr.
- (2) la fusion d'éclogite à composition tholéiitique engendre des liquides trop riches en Rb ; alors qu'un certain nombre de rapports Rb/Sr demeurent trop faibles.
- (3) la fusion d'amphibolites permet d'expliquer au moins les teneurs en Rb et en Sr des TTG. L'accord entre la théorie et les données analytiques est médiocre lorsque le grenat est absent du résidu, alors qu'il est excellent quand ce minéral est présent. De plus, les tendances évolutives prédites par les modèles théoriques sont tout à fait analogues à celles mises en évidence dans les TTG (fig. 10-47).

En résumé, on peut affirmer que le comportement géochimique du couple Rb-Sr est tout à fait compatible avec le modèle établi à l'aide des éléments majeurs et des REE : les TTG proviennent de la fusion d'une amphibolite à grenat, suivie d'une cristallisation fractionnée.

Les rapports Ba/Sr varient dans de grandes proportions, de $Ba/Sr < 1$ à $Ba/Sr = 5$ (fig. 10-49). En moyenne les teneurs en Sr vont de 200 ppm à 400 ppm alors que celles de Ba s'évaluent entre 100 et 2000 ppm. La figure 10-50 montre nettement qu'aucun modèle ne rend compte de façon satisfaisante de la distribution de Sr et de Ba. Seule la fusion d'une éclogite peut expliquer les teneurs élevées en Ba, mais dans ce cas les tendances évolutives devraient être très différentes de celles observées.

Afin d'obtenir des liquides contenant plus de 1500 ppm de Ba le taux de fusion d'une amphibolite à grenat devrait être inférieur à 1%, ce qui du point de vue pétrologique paraît totalement irréaliste.

Cette divergence entre le calcul théorique et les données analytiques peut être expliquée de plusieurs manières :

- (1) Les coefficients de partage utilisés ici ne sont pas appropriés au modèle. Les variations de fO_2 et de température peuvent induire d'importantes modifications de $K^{Al/Liq}$.
- (2) La source (tholéiite archéenne) était plus riche en Ba que celle prise en compte dans le modèle.
- (3) Il y a eu contamination tardive (post intrusion des TTG) en Ba et peut être en Sr. Celle-ci pourrait être liée à la circulation de la phase fluide carbonatée qui a engendré la cristallisation de carbonates dans les TTG et les granodiorites à phénocristaux. Le fluide pouvait contenir des quantités non négligeables de Ba^{++} et peut être même de Sr^{++} .

Le fait que les teneurs actuelles en Sr puissent être plus élevées que celles du magma originel ne modifie en rien les conclusions tirées à partir du couple Rb-Sr. En effet, si le Sr était moins abondant, le rapport Rb/Sr était plus élevé. La figure 10-48 montre que même dans ce cas le modèle de fusion d'une amphibolite à grenat reste le seul parfaitement valable.

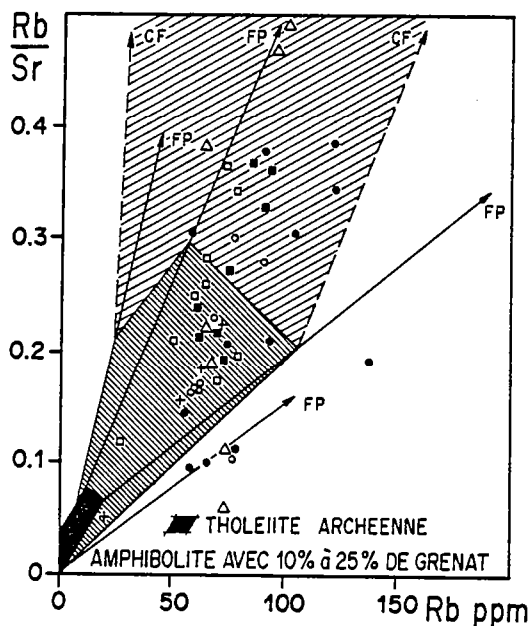
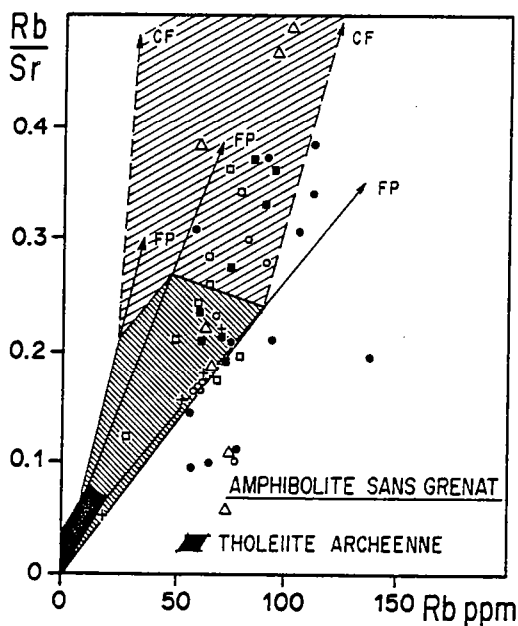
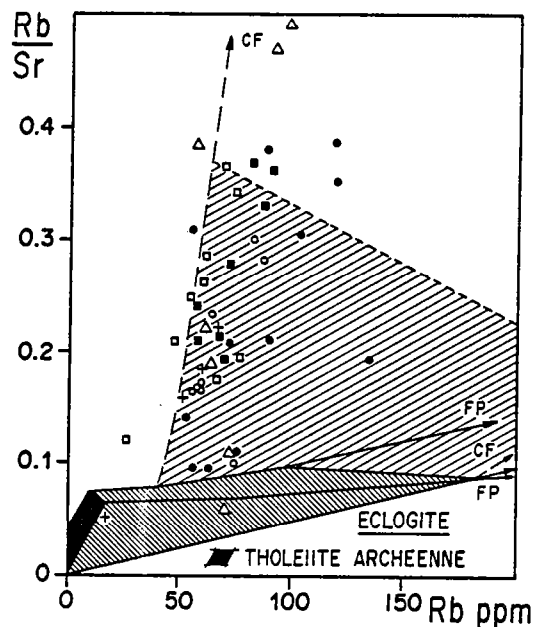
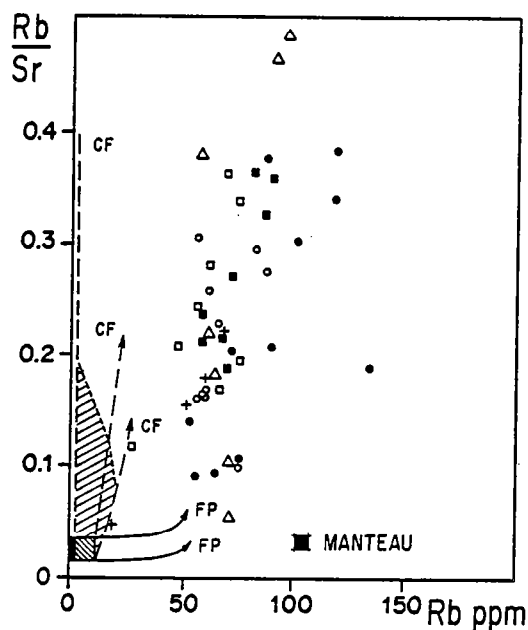


Fig. 10-48 : Diagrammes $Rb/Sr = f(Sr)$ permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Seule la fusion d'une amphibolite à grenat permet un bon ajustement des modèles théoriques aux données analytiques. Les sources et les compositions du résidu de fusion et des cumulats sont les mêmes que celles calculées à l'aide des éléments majeurs et des REE. La composition des sources (manteau et tholéiite) est représentée par un polygone noir. La composition des liquides obtenus par 10% à 30% de fusion partielle de ces sources est figurée par des hachures fines et serrées. La composition des liquides engendrés par moins de 40% de cristallisation fractionnée des magmas produits par la fusion partielle est représentée par des hachures larges et espacées. Les tendances évolutives des liquides sont représentées par des droites pour la fusion partielle (FP), et par des pointillés pour la cristallisation fractionnée (CF). La signification des symboles est la suivante : ● gneiss de Kivijärvi s.s., △ gneiss de Kivijärvi s.l., ○ gneiss de Naavala; + gneiss de Naavala (d'après Vidal et al. 1980) ; □ gneiss de Kuusamonkylä ; ■ gneiss de Kivivaara.

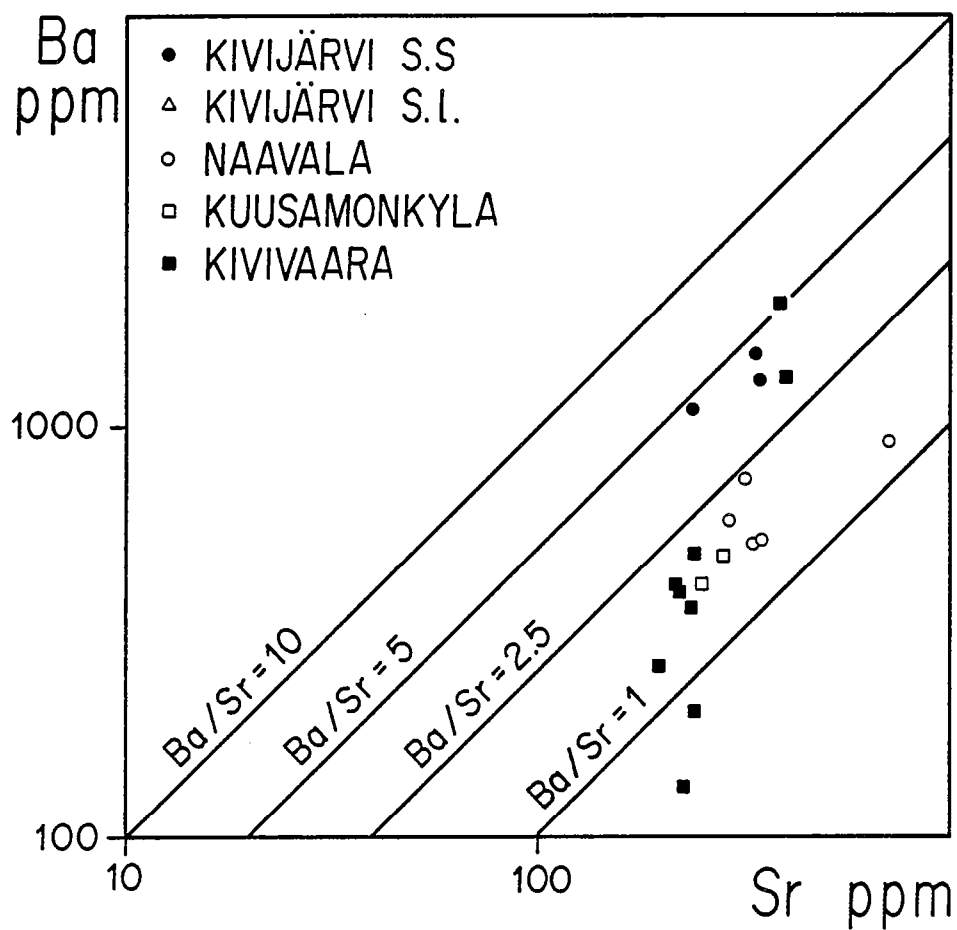


Fig. 10-49 : Diagramme $\text{Log (Ba)} = f (\text{Log (Sr)})$ pour les TTG.

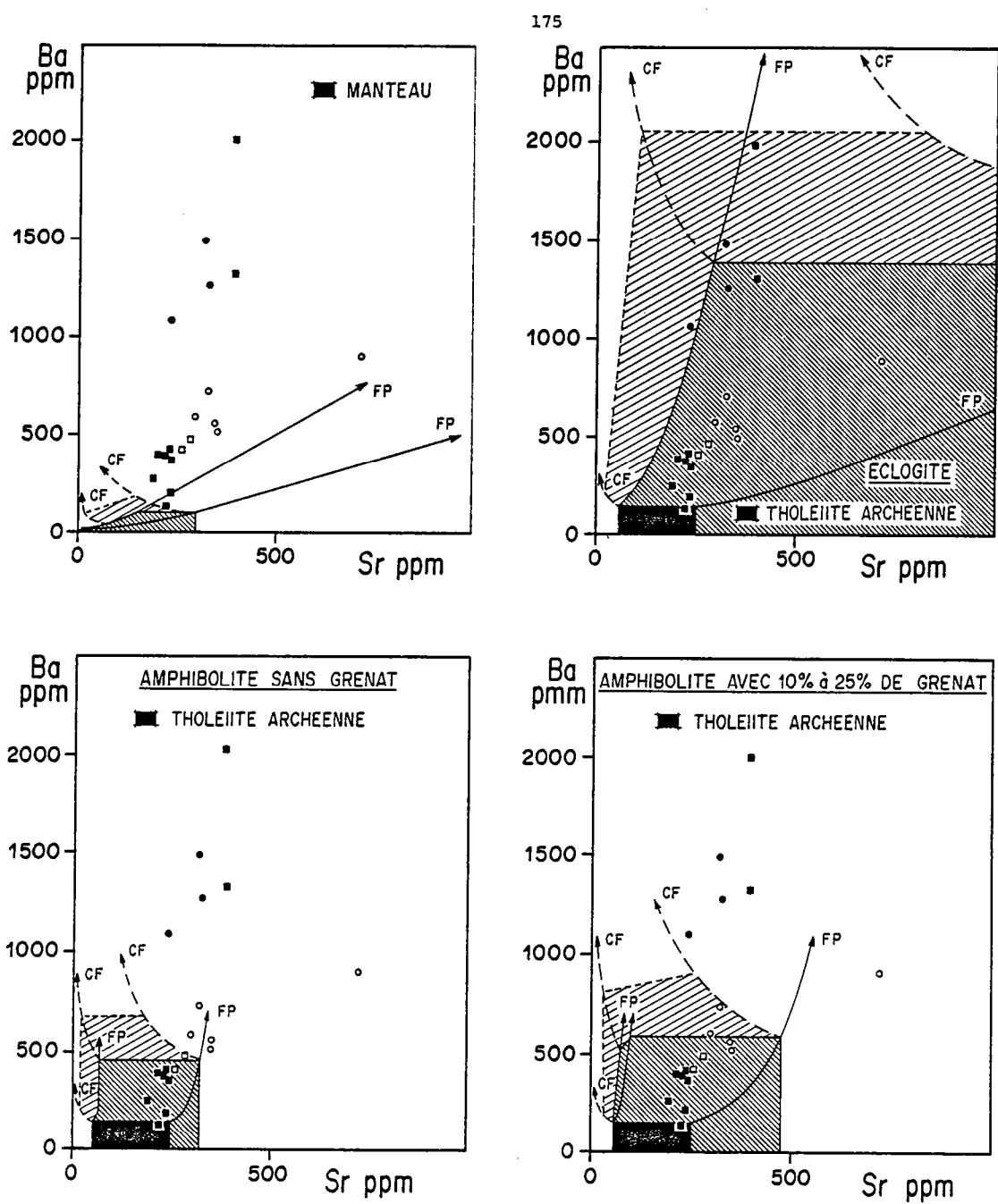


Fig. 10-50 : Diagrammes Ba = f (Sr) permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la figure 10-48.

10.52) Zr - Y - Nb.

Les teneurs en Zr s'échelonnent entre 80 et 220 ppm alors que celles en Y restent faibles, en général inférieures à 10 ppm (Fig. 10-51). Il semble que les teneurs en Y soient indépendantes de celles en Zr, c'est à dire que la pente de la droite de corrélation est nulle. Les TTG sont toujours plus riches en Zr que leur source, mais les teneurs en Y sont supérieures ou égales à celles du manteau et inférieures à celles des tholéiites. En conséquence D^Y_{Manteau} devra être inférieur ou égal à 1 et $D^Y_{\text{Tholéiite}}$ supérieur à 1.

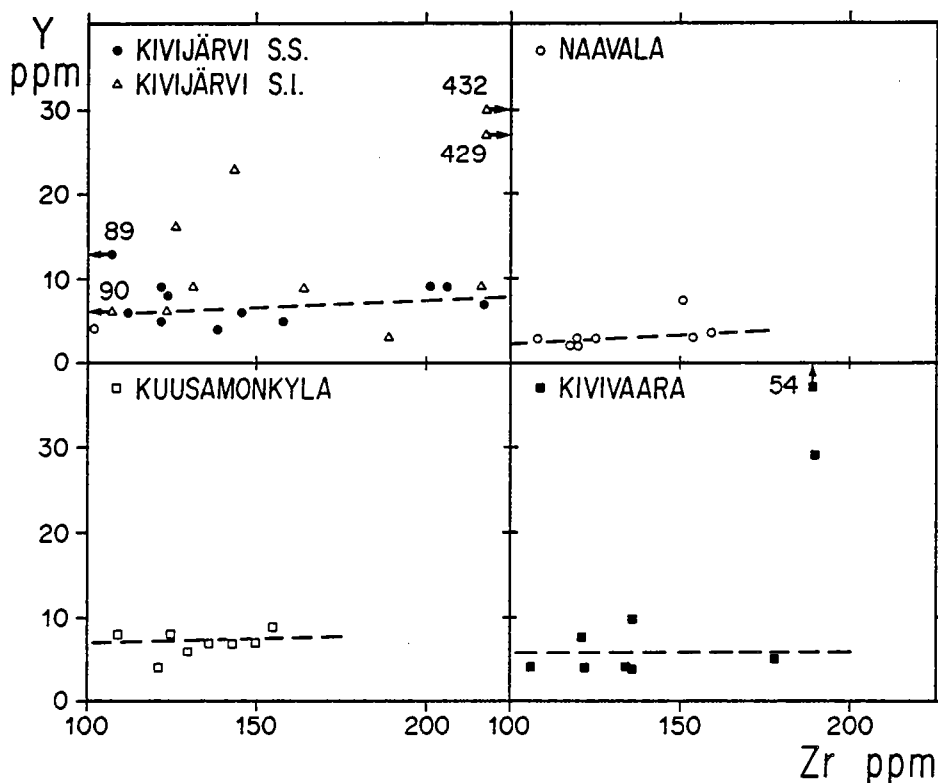


Fig. 10-51 : Diagramme $Y = f(Zr)$ pour les TTG. Les teneurs en Y ne montrent pas de variations significatives en fonction de Zr.

La figure 10-52 met en évidence que :

- (1) la fusion du manteau ne permet pas d'obtenir des teneurs en Zr suffisantes,
- (2) la fusion d'une éclogite engendre des liquides suffisamment riches en Zr, mais trop pauvres en Y.
- (3) la fusion d'amphibolite avec ou sans grenat, produit des liquides dont les teneurs en Y et Zr sont compatibles avec celles des gneiss gris. Cependant, le modèle théorique prédit une corrélation négative entre Y et Zr, c'est à dire que Y devrait fortement diminuer lorsque Zr augmente. Or les teneurs en Y sont constantes.
- (4) la cristallisation précoce de zircon est attestée par l'étude pétrographique (chapitre 3). Zr et Y ont beaucoup d'affinité pour ce minéral ($K_{Zr}^{Zircon/Liq} = 3800$ et $K_Y^{Zircon/Liq} = 140$) (tab. 10-25). La présence de 0,1% de zircon dans le cumulat, au cours de la cristallisation fractionnée va appauvrir le liquide résiduel en ces deux éléments (Fig. 10-53). Etant donné que $K_{Zr}^{Zircon/Liq} / K_Y^{Zircon/Liq} \gg 1$, le liquide va s'appauvrir plus rapidement en Zr qu'en Y, ce qui, dans un graphique $Y = f(Zr)$, se traduit par des droites d'évolution sub-parallèles à l'axe des x , en parfaite concordance avec les données analytiques.

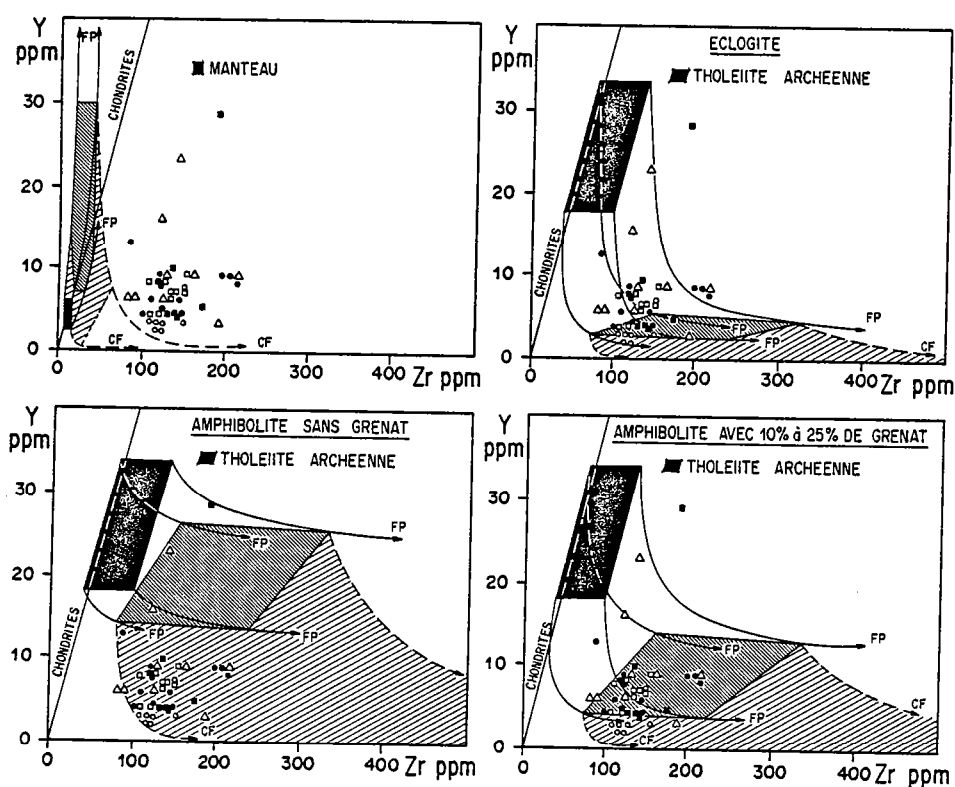


Fig. 10-52 : Diagrammes $Y = f(Zr)$ permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la fig. 10-48.

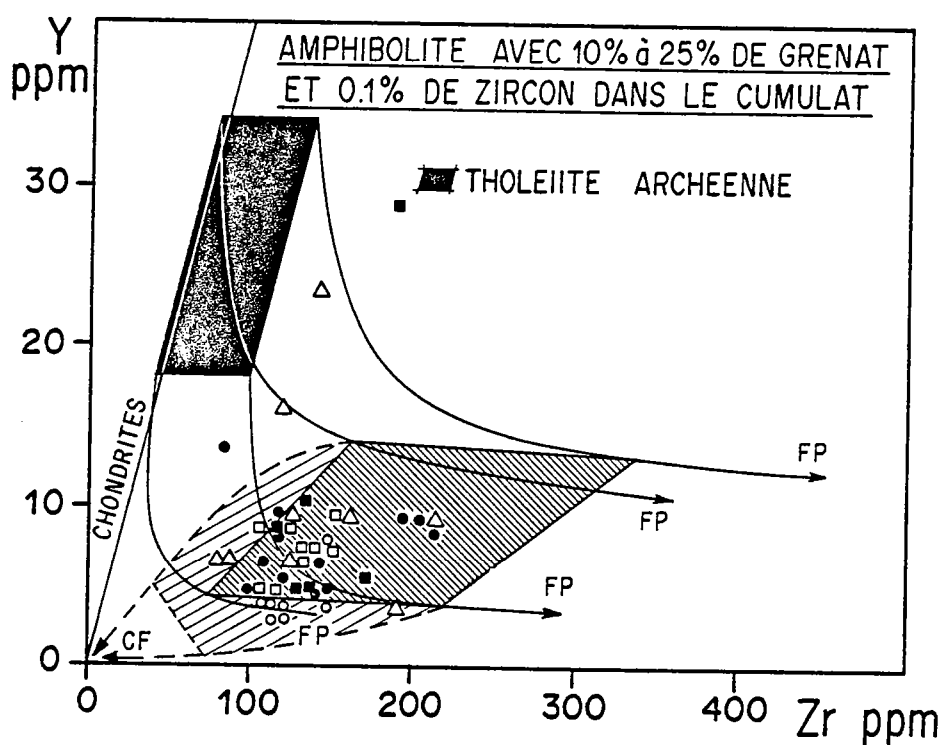


Fig. 10-53 : Diagramme $Y = f(Zr)$ permettant de comparer les données analytiques du modèle de fusion d'une amphibolite à grenat suivie d'une cristallisation fractionnée dans le cas où le cumulat contient 0,1% de zircon. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la fig. 10-48.

Il faut remarquer que lorsque au cours de la cristallisation fractionnée le cumulat contient 0,1% de zircon, la fusion d'une amphibolite sans grenat ne permet plus d'expliquer la réalité analytique, car l'appauvrissement en Y n'y est pas assez important. Donc une fois de plus, seul le modèle de fusion d'une amphibolite à grenat rend compte des données analytiques.

Le diagramme Nb = f (Zr) (Fig. 10-54) montre qu'en raison de la pauvreté en Nb des TTG (de 2 à 8 ppm en moyenne), il est difficile de mettre en évidence une corrélation entre ces deux éléments. En règle générale les teneurs en Nb semblent être constantes, toutefois, si corrélation il y a, la pente de la droite est très faible et positive.

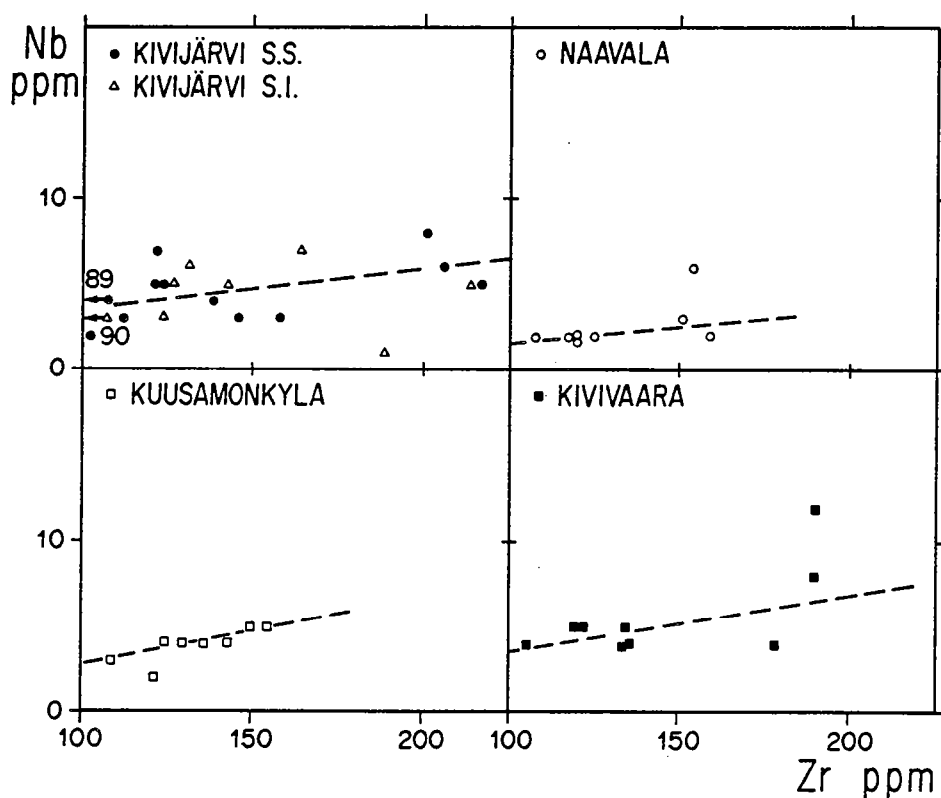


Fig. 10-54 : Diagrammes Nb = f (Zr) pour les TTG.

La figure 10-55 montre :

- (1) que, tout comme pour $Y = f(Zr)$, si elle peut produire un enrichissement suffisant en Nb, la fusion du manteau ne permet pas d'atteindre des teneurs en Zr supérieures à 100 ppm.
- (2) que la fusion d'une éclogite entraîne un enrichissement en Nb trop important.
- (3) que la fusion d'amphibolites avec ou sans grenat peut rendre compte des teneurs en Nb et Zr des TTG.
- (4) dans le cas de fusion d'amphibolites les points figurant les gneiss gris se situent près de la source tholéiitique dans le polygone représentant les liquides obtenus par fusion partielle. Lorsque la composition des liquides est recalculée en considérant l'existence de 0,1% de zircon dans le cumulat, on observe, au cours de la cristallisation fractionnée, une tendance évolutive opposée à celle de la fusion partielle. Cette évolution contraire explique le fait que les TTG semblent peu différenciées quant à Zr et Nb (fig. 10-56).

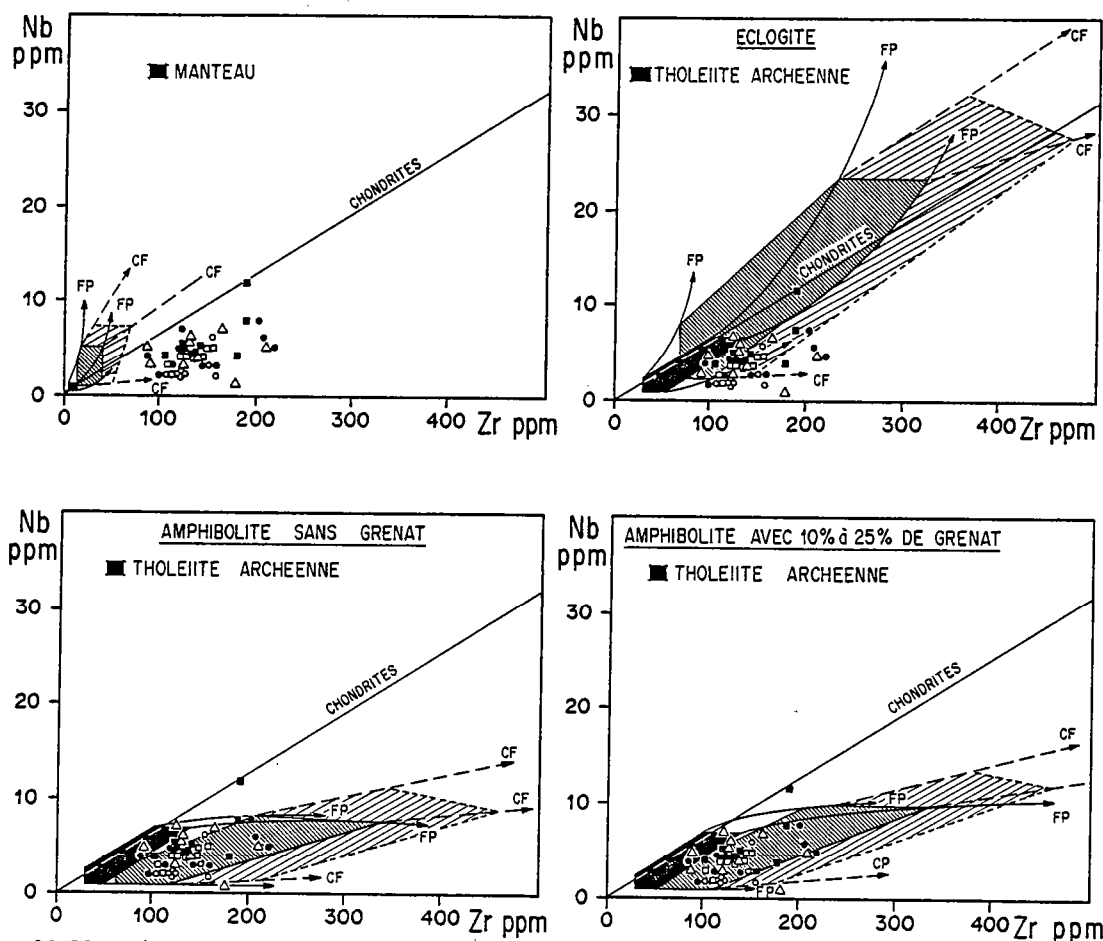


Fig. 10-55 : Diagrammes Nb = f (Zr) permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la fig. 10-48.

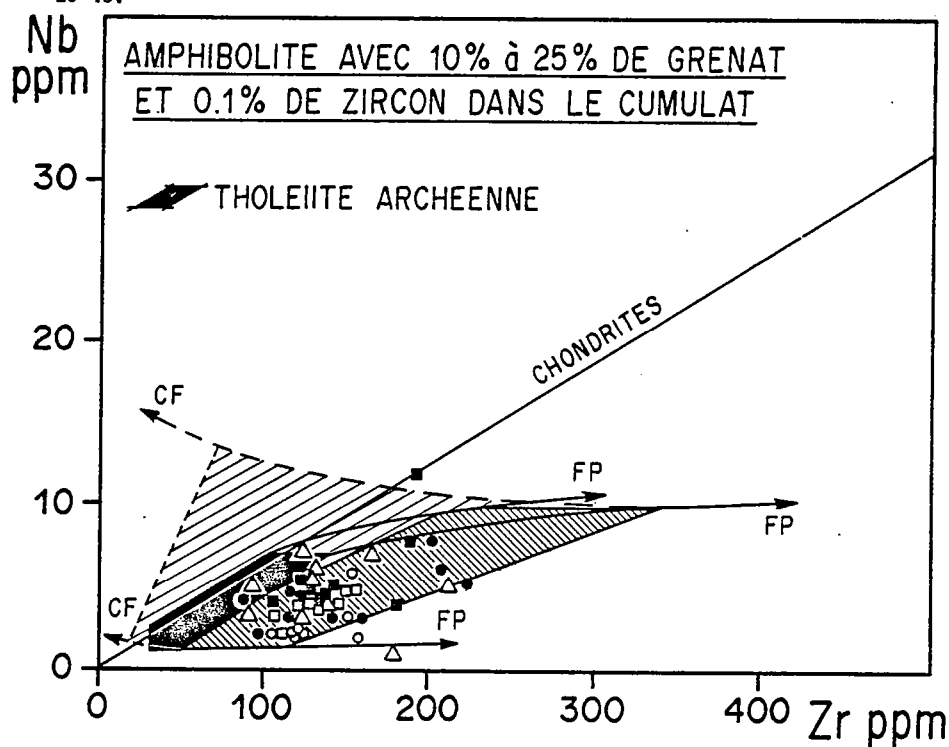


Fig. 10-56 : Diagramme Nb = f (Zr) permettant de comparer les données analytiques au modèle de fusion d'une amphibolite à grenat suivie d'une cristallisation fractionnée dans le cas où le cumulat contient 0,1% de zircon. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la figure 10-48.

(5) Nb est l'un des seuls éléments utilisés ici qui permette de mettre en évidence le rôle relatif de la hornblende et du clinopyroxène au cours de la fusion partielle. Le tableau 10-25 montre que le plagioclase, le grenat et le clinopyroxène ont des $K_{Nb}^{a/Liq}$ faibles, leur influence sur la valeur de D est donc peu importante. Si la hornblende ($K_{Nb}^{Hba/Liq} = 1,3$) est un minéral abondant dans le résidu D sera élevé, ($\sim 0,75$), si par contre elle en est absente D sera faible ($\sim 0,25$). Le faible enrichissement du liquide en Nb au cours de la fusion partielle permet d'affirmer que la hornblende était un minéral abondant dans le résidu. En effet dans le cas où le clinopyroxène aurait été la phase résiduelle principale l'évolution de la composition des liquides aurait été du type de celle observée dans le cas de la fusion d'une éclogite, c'est à dire que l'enrichissement des liquides en Nb aurait été très important (fig. 10-55). En d'autres termes le comportement de Nb permet de rejeter l'hypothèse de la fusion d'une tholéiite sous forme de pyriclasite à grenat et hornblende, il est par contre en parfait accord avec le modèle de fusion d'une amphibolite à grenat. Ce résultat est encore plus démonstratif lorsqu'on prend en compte l'existence de 0,1% de zircons dans le cumulat.

Les deux couples d'éléments Y-Zr et Nb-Zr ont permis de mettre en évidence le rôle joué par le zircon au cours de la cristallisation fractionnée. Celui-ci est aussi attesté par :

- (1) les observations pétrographiques qui ont montré l'existence de zircon zoné dans les gneiss gris.
- (2) le fait que schématiquement Zr et SiO_2 montrent une corrélation négative, qui signifie que, au cours de la différenciation magmatique, le liquide s'appauvrit en Zr alors que le cumulat s'enrichit en cet élément.

10.53) Ni - Co - V.

Ces éléments sont relativement peu abondants dans les gneiss gris; Ni va de 3 ppm à 34 ppm, Co de 3 ppm à 19 ppm (Fig. 10-57). Ni et Co montrent une bonne corrélation positive. La différenciation magmatique va dans le sens d'un appauvrissement en ces deux éléments, c'est à dire qu'ils se corrélaient négativement avec SiO_2 (fig. 10-15). Les teneurs en Co et Ni sont toujours nettement plus faibles que celles des sources potentielles, ce qui implique que D^{Ni} et D^{Co} soient nettement supérieurs à 1.

La figure 10-58 montre :

- (1) que la fusion partielle du manteau ne permet pas d'obtenir un appauvrissement suffisant en Ni.
- (2) que la fusion d'éclogite ou d'amphibolites peut expliquer les teneurs en Ni et Co des TTG. Cependant la fusion d'une amphibolite à grenat permet de rendre compte, non seulement de la position d'un maximum de points, mais aussi d'une tendance évolutive semblable à celle réellement observée.

Le comportement de V est tout à fait identique à celui de Ni (Fig. 10-59). Les teneurs en V s'échelonnent entre 16 ppm et 117 ppm et montrent une bonne corrélation positive avec Co et négative avec SiO_2 , ce qui correspond ici aussi à un appauvrissement au cours de la différenciation magmatique.

La figure 10-60 confirme les conclusions obtenues à l'aide du couple Ni - Co.

- (1) le manteau ne constitue pas une source satisfaisante pour les TTG.
- (2) la fusion partielle d'une source tholéitique peut dans tous les cas expliquer les teneurs en V et Co.

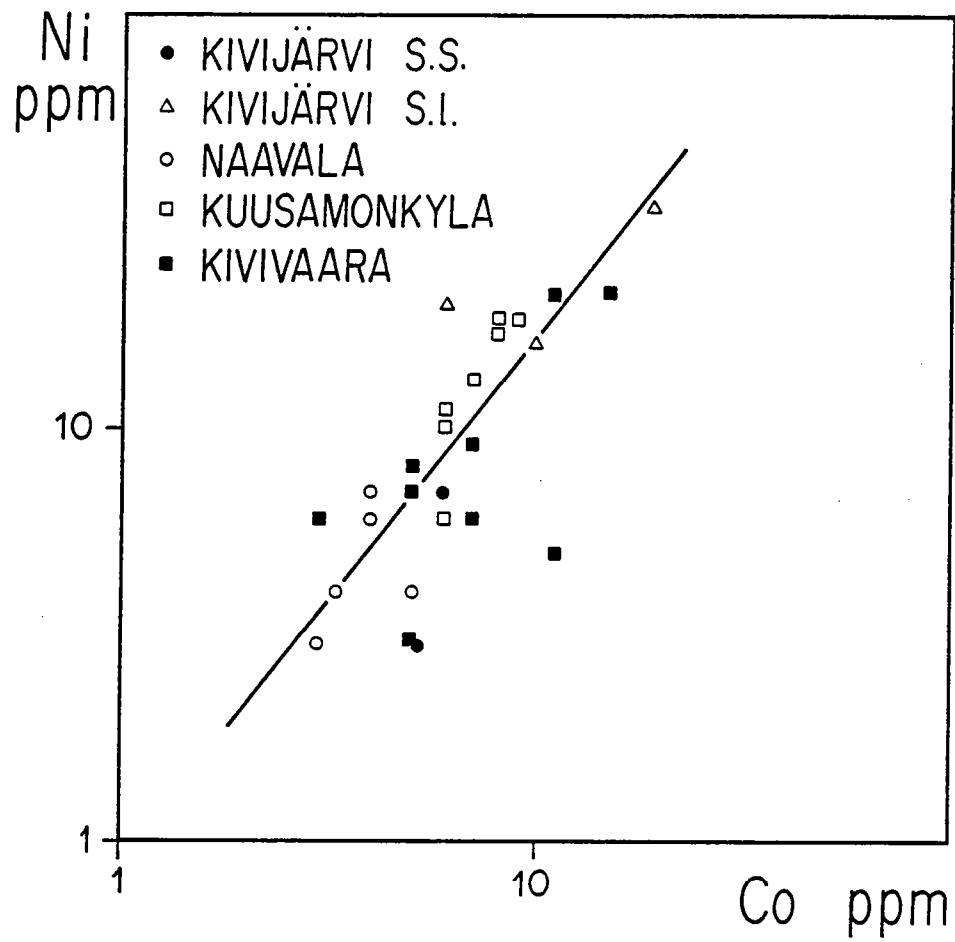


Fig. 10-57 : Diagramme $\text{Log (Ni)} = f (\text{Log (Co)})$ pour les TTG.

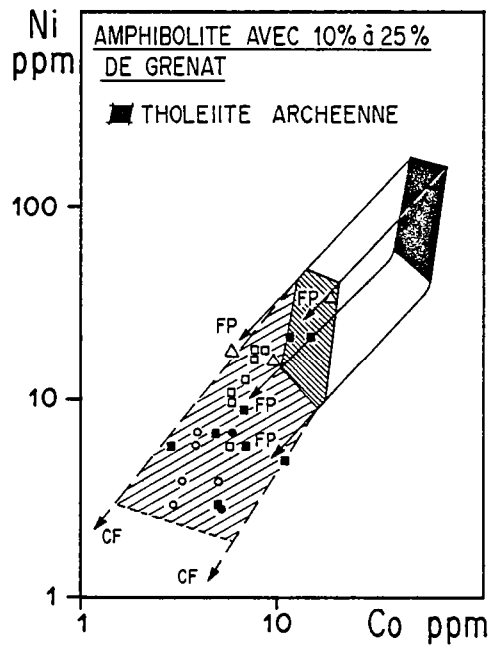
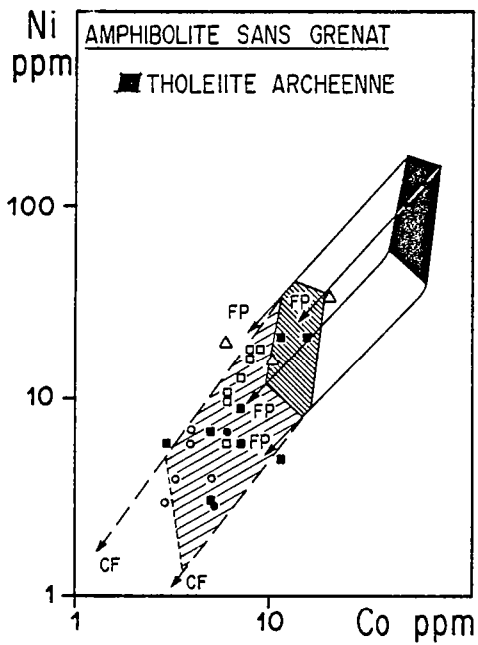
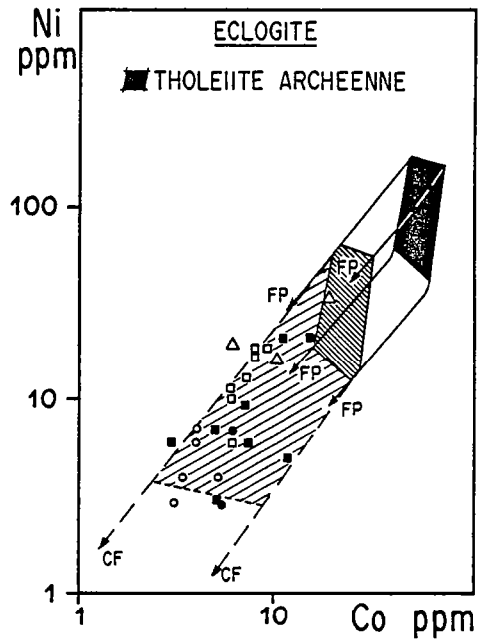
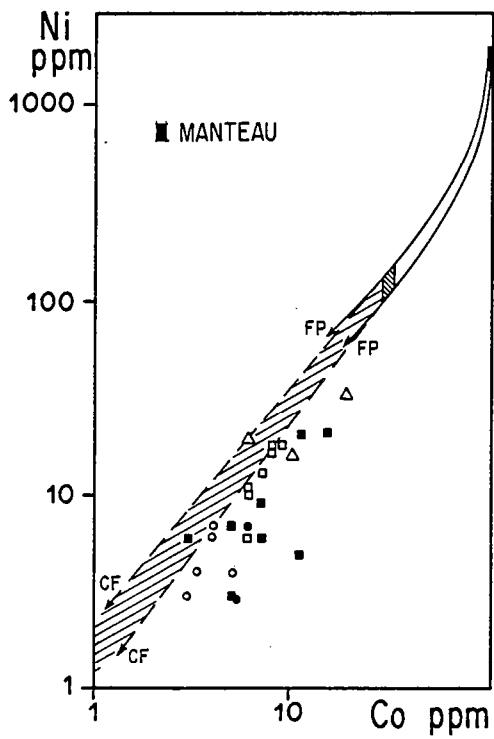


Fig. 10-58 : Diagrammes $\text{Log (Ni)} = f (\text{Log (Co)})$ permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la figure 10-48.

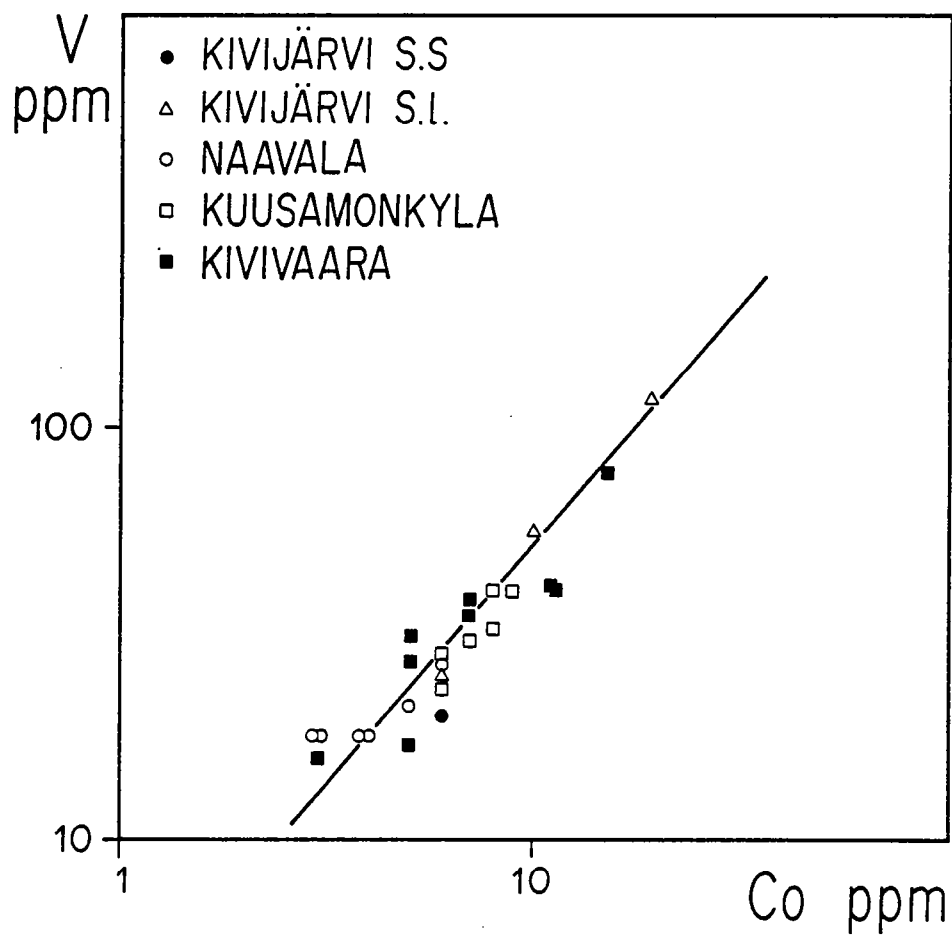


Fig. 10-59 : Diagramme $\text{Log } (V) = f (\text{Log } (Co))$ pour les TTG.

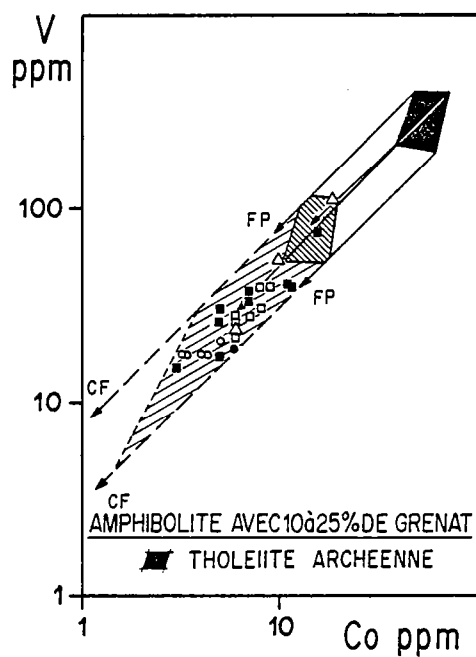
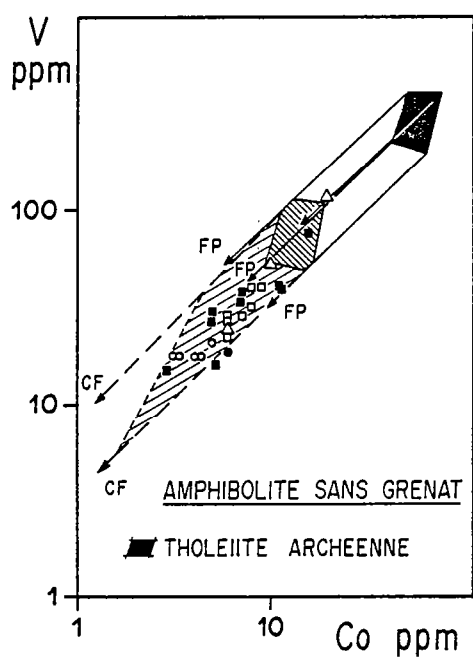
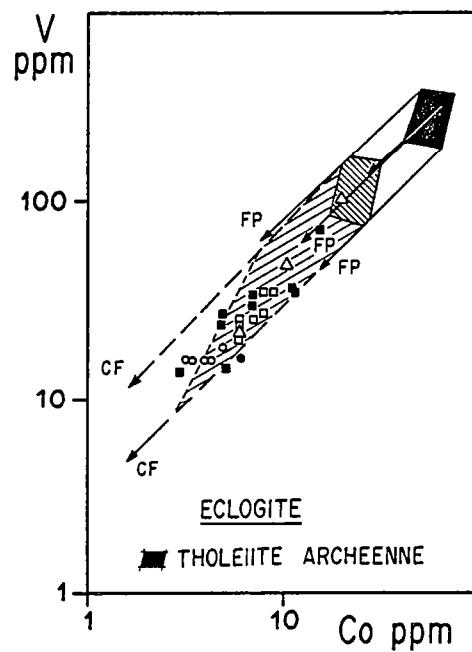
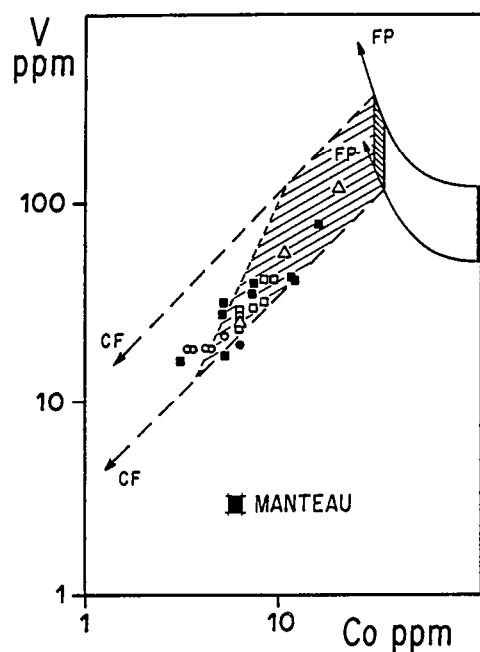


Fig. 10-60 : Diagrammes $\text{Log (V)} = f(\text{Log (Co)})$ permettant de comparer les données analytiques aux prédictions des modèles théoriques. Les figurés et les symboles sont les mêmes que dans la figure 10-48.

L'étude rapide du comportement de ces trois éléments n'a pas permis d'apporter de contrainte nouvelle au modèle de genèse des TTG. Elle a cependant confirmé et conforté les résultats obtenus à l'aide d'autres éléments :

- (1) Le manteau ne peut, en aucun cas être la source des TTG.
- (2) La fusion partielle d'une tholéiite préalablement transformée en amphibolite contenant de 10% à 25% de grenat, suivie d'une cristallisation fractionnée de plagioclase et de hornblende, est le processus pétrogénétique qui rend le mieux compte de la réalité analytique.

10.6. Discussion et conclusion.

Les différentes contraintes apportées, tant par la géochimie isotopique que par la géochimie des éléments majeurs et en traces, ont permis d'élaborer un modèle de genèse des gneiss gris du Kainuu. Celle-ci peut-être résumée de la manière suivante :

- (1) la fusion du manteau supérieur engendre de grands volumes de magmas tholéitiques.
- (2) la fusion de ces tholéiites, métamorphisées en amphibolites avec de 10% à 25% de grenat, donne naissance au magma source des TTG.
- (3) la cristallisation fractionnée de hornblende et de plagioclase produit la différenciation des séries TTG.

Les modalités de détail de cette genèse amènent plusieurs commentaires :

- (1) La géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb) indique que ces trois épisodes se sont déroulés sur une période de temps inférieure à 0,1 G.a., de telle sorte que les I_{Sr} et ϵ_T^{CHUR} sub-mantelliques soient conservés.
- (2) Le grenat était stable dans la zone de fusion des amphibolites, ce qui indique des pressions relativement élevées, mais toutefois pas suffisantes pour engendrer des éclogites.
- (3) Les différentes lignées et tendances géochimiques des TTG du Kainuu sont en grande partie le fait de la cristallisation fractionnée, toutefois ce processus est toujours demeuré d'une ampleur modeste ($(1-F) < 0,3$).
- (4) L'étude pétrographique, menée parallèlement à l'analyse géochimique a permis de mettre en évidence le rôle majeur joué par certains minéraux dits accessoires. Dans les TTG du Kainuu, il s'agissait du zircon et de l'allanite, ceux-ci possèdent vis à vis de certains éléments des $K^{a/Liq}$ très élevés ($K_{Zr}^{Zircon/Liq} = 3800$ et $K_{LREE}^{Allanite/Liq} \sim 950$). Une quantité, même très faible, de l'un ou de l'autre de ces minéraux dans le résidu de fusion ou dans le cumulat va considérablement appauvrir le magma en Zr ou en LREE et par là même contrôler le comportement géochimique de ces éléments, au cours de la pétrogenèse. Un modèle négligeant l'existence de tels minéraux conduirait irrémédiablement à un résultat erroné. Il ne faut toutefois pas tomber dans le travers inverse qui consisterait à faire systématiquement intervenir de tels minéraux : les résultats seraient tout autant dépourvus de signification. La seule solution consiste à faire reposer tous les modèles géochimiques sur une étude pétrographique complète et détaillée. Dans presque tous les cas, (comme pour les TTG du Kainuu), celle-ci indiquera si des minéraux accessoires tels que le zircon et l'allanite ont véritablement joué un rôle au cours de la genèse des magmas étudiés.
- (5) La composition en éléments majeurs du liquide produit par fusion (théorique) d'une roche de composition tholéitique, est tout à fait analogue à celle des liquides obtenus expérimentalement par fusion d'un basalte (Green et Ringwood, 1968 ; Holloway et Burnham, 1972 ; Helz 1973, 1976 ; Stern et Wyllie, 1978). Les taux de fusion sont dans les deux cas du même ordre de grandeur ($0,2 < F < 0,35$).

- (6) Le spectre de REE choisi pour la tholéiite archéenne, nécessaire pour obtenir un fractionnement suffisant des REE dans les TTG, est un spectre déjà fractionné ($(La/Yb)_N = 2,8$). Le fractionnement est le même pour les LREE que pour les HREE ($(La/Sm)_N = 1,61$; $(Gd/Yb)_N = 1,51$) et il n'y a pas d'anomalie en Eu ($Eu/Eu^* = 1,01$). Un tel spectre est différent de ceux connus actuellement pour les tholéiites (Fig. 10-61). En effet de nos jours celles-ci ont en général des spectres plats ou bien même appauvris en LREE ($(La/Sm)_N < 1$). Cette différence entre les tholéiites actuelles et archéennes a déjà été mise en évidence depuis longtemps (Sun et Nesbitt, 1977 ; Jahn et Sun, 1979 ; Condie, 1981...). Ce dernier auteur distingue même deux grands types de tholéiites archéennes :

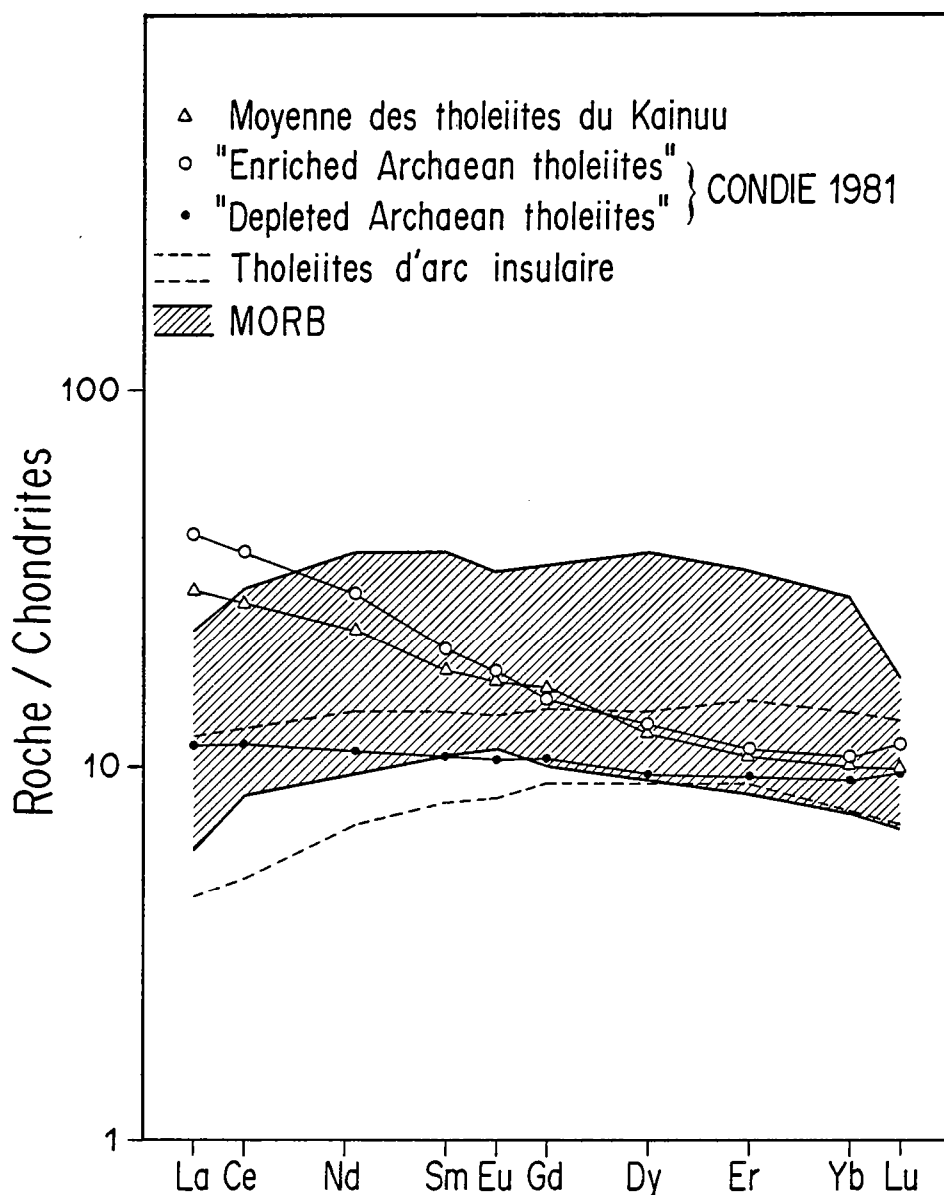


Fig. 10-61 : Comparaison des spectres de REE des tholéiites archéennes avec ceux des tholéiites d'arc insulaire et des M.O.R.B. actuels.

(a) Les "TH1" ou DAT (Depleted Archaean Tholeiites), qui ont un spectre de REE presque plat $\times 10$ chondrites.

(b) Les "TH2" ou EAT (Enriched Archaean Tholeiites), qui sont fractionnées $(La/Yb)_N \sim 4$ et $(Yb)_N \sim 10,5$ (Fig. 10-61).

De nombreux travaux récents tendent à montrer que les EAT, dont l'importance avait été sous estimée, sont au moins aussi abondantes que les DAT (Drury, 1978 ; Weaver et Tarney, 1980 ; Jahn et al., 1980, 1982 ; Gruau, 1983 ; Jahn et Zhang, 1984).

Le spectre utilisé pour le calcul du modèle géochimique est la moyenne des analyses de tholéiites de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Jahn et al., 1980), il ne s'agit donc pas d'une vue de l'esprit, mais d'une réalité objective. La figure 10-61 montre que ce spectre est intermédiaire entre celui d'une EAT et celui d'une DAT. Le tableau 10-23 compare celui-ci à un mélange de 50% de EAT et de 50% de DAT, la similitude entre les deux spectres est frappante.

De cette brève discussion, on peut donc retenir :

- (a) que le spectre utilisé dans les calculs est une valeur moyenne, représentant bien les tholéiites archéennes.
 - (b) que les spectres de REE des tholéiites archéennes sont très différents de ceux des roches équivalentes actuelles, et que donc elles se sont formées dans des conditions différentes. En particulier, la source des tholéiites (manteau) était très probablement plus riche en LREE à l'Archéen que de nos jours.
- (7) 272 spectres de REE de granitoïdes archéens et 325 de granitoïdes post-archéens ont été figurés dans un diagramme $(La/Yb)_N = f(Yb)_N$ (Fig. 10-62), le rapport $(La/Yb)_N$ représentant le degré de fractionnement des spectres. Il apparaît très nettement que les spectres de REE des granitoïdes archéens sont différents de ceux de leurs équivalents plus récents :

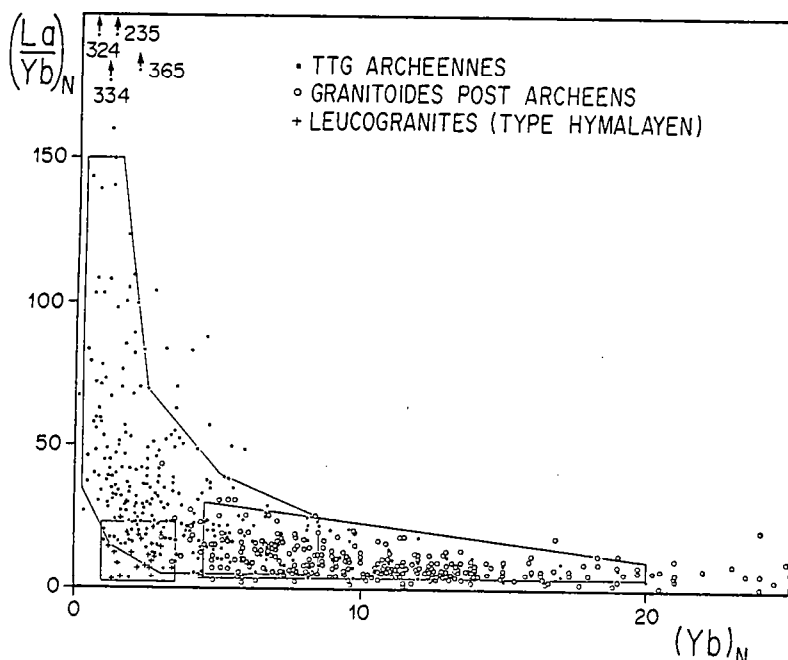


Fig. 10-62 : Diagramme $(La/Yb)_N = f(Yb)_N$ permettant de comparer l'allure des spectres de REE des granitoïdes archéens ($5 < (La/Yb)_N < 150$ et $0,3 < Yb_N < 8,5$) avec celles des granitoïdes post-archéens ($(La/Yb)_N < 20$ et $4,5 < Yb_N < 20$) avec ($2 < (La/Yb)_N < 25$ et $1 < Yb_N < 3,5$) pour les leucogranites.

- (a) Les granitoïdes archéens ont des teneurs en $(Yb)_N$ faibles ($0,3 < Yb_N < 8,5$) et un fractionnement des REE important ($5 < (La/Yb)_N < 150$).
- (b) A l'inverse les granitoïdes post-archéens ont des $(Yb)_N$ élevés ($4,5 < Yb_N < 20$) et un fractionnement plus modeste ($(La/Yb)_N < 20$).
- (c) Les leucogranites de type himalayen, occupent une position particulière : ils sont pauvres en Yb ($1 < Yb_N < 3,5$) et relativement peu fractionnés ($2 < (La/Yb)_N < 25$).

Une observation attentive du diagramme montre que ce ne sont pas tant les teneurs en La des TTG archéennes qui sont élevées, mais plutôt leurs teneurs en Yb qui sont faibles. La présence de grenat et de hornblende dans les résidus de fusion de la roche mère des TTG explique très bien leur pauvreté en Yb. On est donc amené à conclure que si ces deux minéraux ont joué un rôle important dans la genèse des granitoïdes archéens, il n'en a pas été de même après 2,5 G.a., car si tel avait été le cas, les granites modernes devraient, eux aussi être pauvres en Yb. Cette constatation et conclusion impliquent que les conditions de genèse des granitoïdes aient été différente à l'archéen de ce qu'elles sont de nos jours. Une discussion détaillée des causes et des conséquences d'une telle évolution sera faite à la fin de ce mémoire, lorsque le lecteur sera en possession de tous les arguments nécessaires (§ 15.52).

CHAPITRE 11

Les migmatites

11.1. Avant-Propos.

Les processus de recyclage des gneiss gris du Kainuu par fusion partielle sont très importants, en particulier dans les gneiss de Kivijärvi (voir chapitre 4). Le but de ce chapitre n'est pas de faire une étude détaillée de l'anatexie, mais seulement de faire ressortir les caractères principaux des produits qui en sont issus.

L'échantillonnage a été réalisé :

- a) dans les métatexites de Kivijärvi et de Kuusamonkyla
- b) dans les diatexites rubanées de Kortenieniemi
- c) dans les diatexites nébulitiques de Laitila.

Dans la mesure où leur structure le permettait, les différents constituants des migmatites ont été extraits et analysés (Annexe III). Toutefois, le choix et la qualité des échantillons doivent être discutés.

- (1) Seuls 3 échantillons ont pu être extraits des migmatites de Kuusamonkyla. Parmi ceux-ci, se trouve un mélanosome (H 407_M), qui était dilacéré, et présentait des contacts diffus avec le leucosome. Sa composition chimique atteste son caractère hybride et confirme sa "contamination" par le leucosome.
- (2) Les mésosomes n'ont pas été extraits des métatexites de Kivijärvi, car dans tous les cas, il s'agit de gneiss gris, tout à fait analogues à ceux analysés et étudiés dans le chapitre 10.2.

- (3) Les diatexites de Korteniemi contiennent des enclaves de mésosome; il s'agit toujours de gneiss gris, semblables aux gneiss de type Kivijärvi. Ces mésosomes ont été extraits et analysés.
- (4) Les diatexites nébulitiques de Laitila ne contiennent pas de mésosome en quantité suffisante pour en permettre l'extraction.
- (5) A Laitila on peut observer des phénomènes de mélange du leucosome et du mélanosome (chapitre 4). Des échantillons de ces produits de mélange ont été analysés.
- (6) Afin d'homogénéiser les données présentées dans ce mémoire, et de pouvoir les comparer à des analyses provenant de sources diverses, toutes les analyses ont été recalculées en base anhydre rapportées à 100 % et le fer est exprimé sous la forme $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1,1 \text{ FeO}$.

11.2. Géochimie des éléments majeurs.

Les analyses des différents constituants des migmatites (Tab. 11-1) ont été reportées dans un graphe oxyde = f (SiO_2) (Fig. 11-1) où la composition des gneiss gris de type Kivijärvi (s.s. + s.l.) a aussi été figurée.

	Leucosomes riches en KF		Leucosomes sans KF		Mélanosomes		Mésosomes		Gneiss de Kivijärvi		Mélange Laitila	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	74,63	1,4	73,29	2,0	59,69	4,8	69,77	3,5	69,57	2,4	65,73	1,8
Al_2O_3	14,85	0,6	15,03	0,5	16,95	1,2	16,12	0,4	15,70	0,6	16,05	0,6
$\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$	0,61	0,3	2,89	1,6	10,33	1,6	3,39	0,6	4,64	1,3	7,23	1,9
CaO	1,65	0,2	2,34	0,9	5,44	1,7	3,64	0,2	2,62	0,9	3,80	0,7
Na_2O	4,37	0,5	4,85	0,9	3,74	0,5	5,46	0,2	4,47	0,6	4,10	0,5
K_2O	3,69	0,6	1,35	0,6	2,64	0,3	1,10	0,2	2,51	0,7	2,52	0,1
TiO_2	0,04	0,01	0,24	0,16	0,81	0,3	0,38	0,1	0,42	0,2	0,42	0,1

Tab. 11-1 : Composition chimique moyenne des différents constituants des migmatites ainsi que des gneiss de Kivijärvi.

- (1) Un des éléments qui sépare le mieux les différents constituants des migmatites, est SiO_2 . Les mélanosomes contiennent de 56,94 % à 64,75 % de SiO_2 alors que les leucosomes en possèdent de 71,96 % à 76,65 %. Un des mélanosomes, H 515_M affiche une très faible teneur en SiO_2 (48,65%) et chimiquement il se rapproche plus des tholéiites de la ceinture de roches vertes que des mélanosomes; pour cette raison il n'a pas été reporté dans les diagrammes.
- (2) Certains leucosomes sont enrichis en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ et TiO_2 (H 412_L - H 513_L - H 515_L), ce caractère, ajouté aux relativement faibles teneurs en SiO_2 et en K_2O de ces leucosomes, pourrait indiquer que leur extraction n'a pas été parfaite et que ceux-ci présentent une légère "contamination" due à la présence d'une faible quantité de mélanosome.

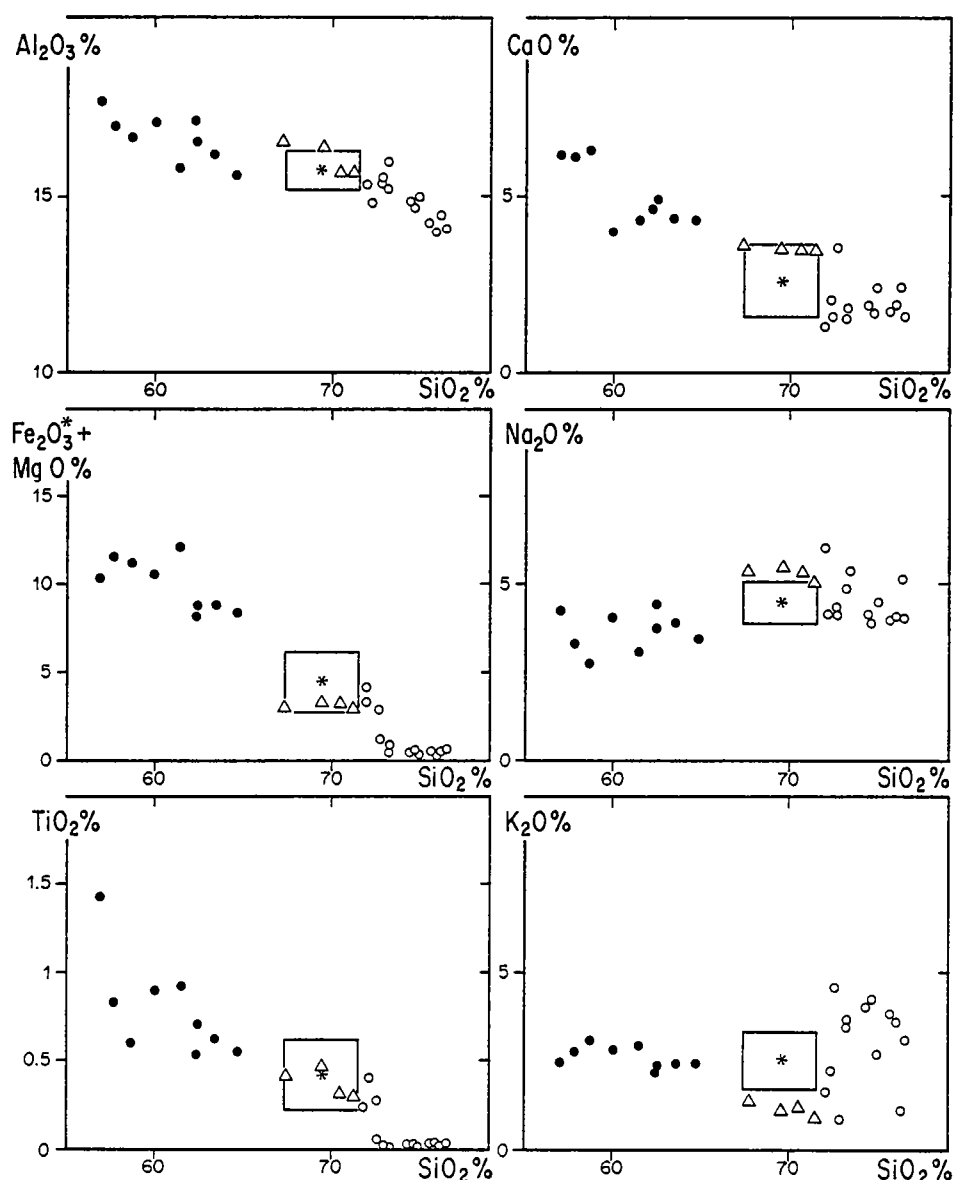


Fig. 11-1 : Diagramme Oxyde = $f(\text{SiO}_2)$ pour les différents constituants des migmatites.

Le rectangle représente la composition des gneiss de Kivijärvi, il est limité par des segments de droites situés à $\pm \sigma$ de la valeur moyenne (*).

La signification des symboles est la suivante : O = Leucosome ; ● = Mélanosome ; Δ = Mésosome.

- (3) Le diagramme $\text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$ montre que certains leucosomes sont enrichis en K_2O par rapport aux gneiss de Kivijärvi, alors que d'autres sont appauvris en cet élément. Ce résultat confirme les données de l'analyse pétrographique (4.2) qui avait distingué deux types de leucosomes : l'un riche en feldspath potassique (~ 33%), l'autre presque totalement dépourvu de ce minéral (1,6%).
- (4) Le polygone représentatif des gneiss de Kivijärvi se trouve toujours situé entre les deux groupes de points. Il en est de même des rapports moléculaires $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ des gneiss gris (1,04) et des mésosomes (0,96) qui sont intermédiaires entre ceux des leucosomes (1,05 et 1,10) et celui des mélanosomes (0,90). Cette relation quasi linéaire qui

existe entre leucosome - gneiss - mésosome - mélanosome indique que le processus de différenciation qui a engendré les migmatites s'est opéré aux dépens de roches dont la composition est identique à celle des gneiss de Kivijärvi.

- (5) Globalement la composition chimique des mésosomes de Kortenienemi est la même que celle des gneiss de Kivijärvi. Cependant de légères différences apparaissent au niveau des alcalins et des alcalino-terreux. Les mésosomes sont plus riches en CaO et Na_2O et plus pauvres en K_2O . Ceci reflète très probablement des proportions de plagioclase et de feldspath potassique différentes.

De telles variations pourraient expliquer pourquoi ces roches (contrairement aux gneiss de Kivijärvi typiques) n'ont pas fondu. En effet, si les mésosomes sont plus riches en plagioclase, et que ce dernier est lui-même moins albitique, les mêmes conditions thermodynamiques feront que le taux de fusion des gneiss de Kivijärvi sera supérieur à celui des mésosomes. Ce type de problème a déjà été discuté en détail à propos des mésosomes d'autres migmatites (Martin, 1977).

La figure 11-2 résume et synthétise ces observations. Il s'agit d'un diagramme triangulaire normatif $Q - (\text{Ab} + \text{Or}) - (\text{An} + \text{minéraux colorés})$. Ici aussi les gneiss de Kivijärvi occupent une position intermédiaire entre celles des leucosomes et des mélanosomes. La relation linéaire, qui existe entre ces trois ensembles confirme que les leucosomes et les mélanosomes peuvent être les deux termes d'une différenciation des gneiss de Kivijärvi.

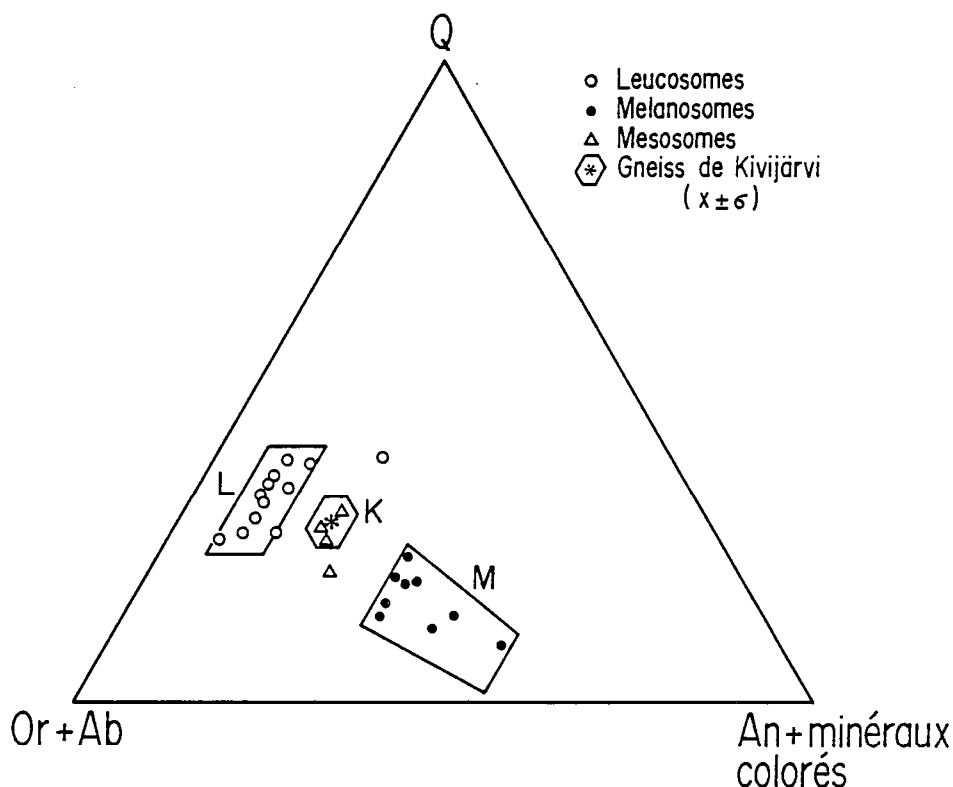


Fig. 11-2 : Triangle normatif $Qz - \text{Or} + \text{Ab} - \text{An} + \text{Minéraux colorés}$, dans lequel ont été figurés les différents constituants des migmatites. La relation linéaire qui existe entre ceux-ci montre que les leucosomes (L) et les mélanosomes (M) sont bien les deux termes de la différenciation des gneiss de Kivijärvi (K).

11.21) Les Leucosomes.

Depuis les travaux de Tuttle et Bowen (1958) nombreuses ont été les recherches expérimentales menées sur le système granitique. L'une des représentations de ce système, la plus fréquemment utilisée est une projection du tétraèdre Qz - Ab - Or - An-(H₂O) (Winkler, 1974) sur les triangles Qz - Ab - Or-(H₂O) et An - Ab - Or-(H₂O) (Winkler et al. 1975). Ce sont ces diagrammes que j'ai utilisé afin d'y reporter les compositions des leucosomes des migmatites (Fig. 11-3 et Fig. 11-4).

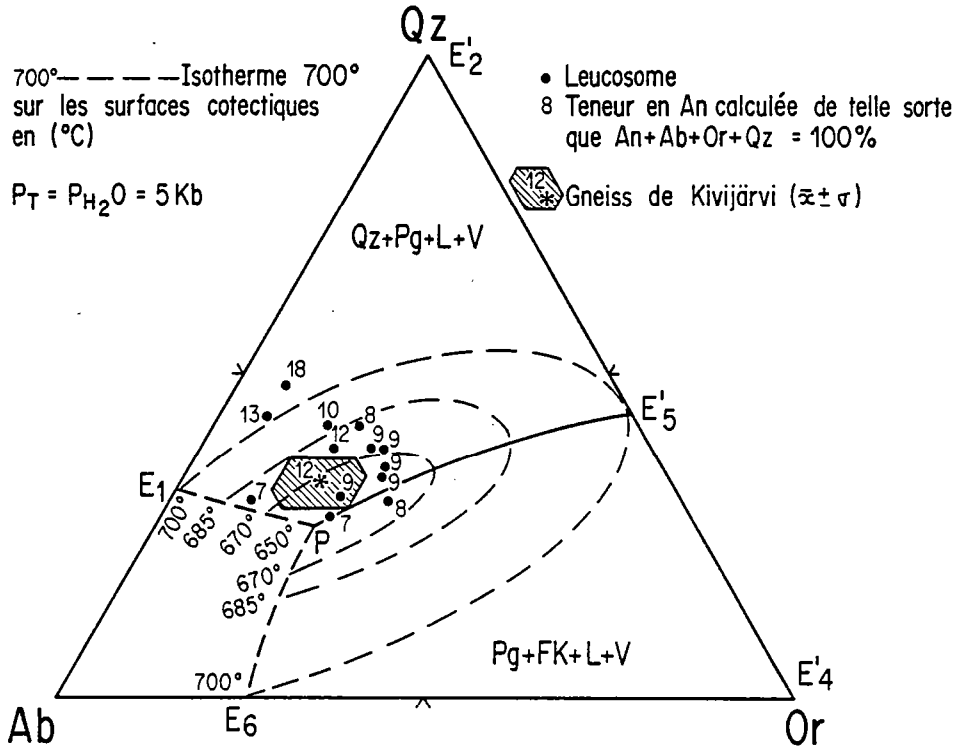


Fig. 11-3 : Composition normative des leucosomes projetée à partir du tétraèdre Q - Ab - An - Or sur le triangle Qz - Ab - Or pour $P_{H_2O} = 5 \text{ kb}$. La valeur affectée à chaque point correspond au pourcentage normatif en An. Les courbes isothermes et les surfaces cotectiques ont été déterminées expérimentalement par Winkler et al. (1975). Le polygone représente la composition des gneiss de Kivijärvi ; il est limité par des segments de droites distants de $\pm \sigma$ de la valeur moyenne (*).

- (1) Les gneiss de Kivijärvi se placent dans le volume plagioclase + liquide + vapeur tout près du plan cotectique quartz + plagioclase + liquide + vapeur.
- (2) Les points représentant les leucosomes se situent soit sur ce plan cotectique, soit à sa proximité immédiate dans le volume plagioclase + liquide + vapeur. En règle générale, ils se placent entre la ligne cotectique $P - E_5$ et le polygone représentant les gneiss de Kivijärvi. La composition des leucosomes est donc tout à fait analogue à celles des liquides obtenus par anatexie expérimentale.
- (3) Le fait que les gneiss non migmatisés et les leucosomes se placent ou évoluent dans le même volume indique que les gneiss peuvent tout à fait être la roche mère des leucosomes.

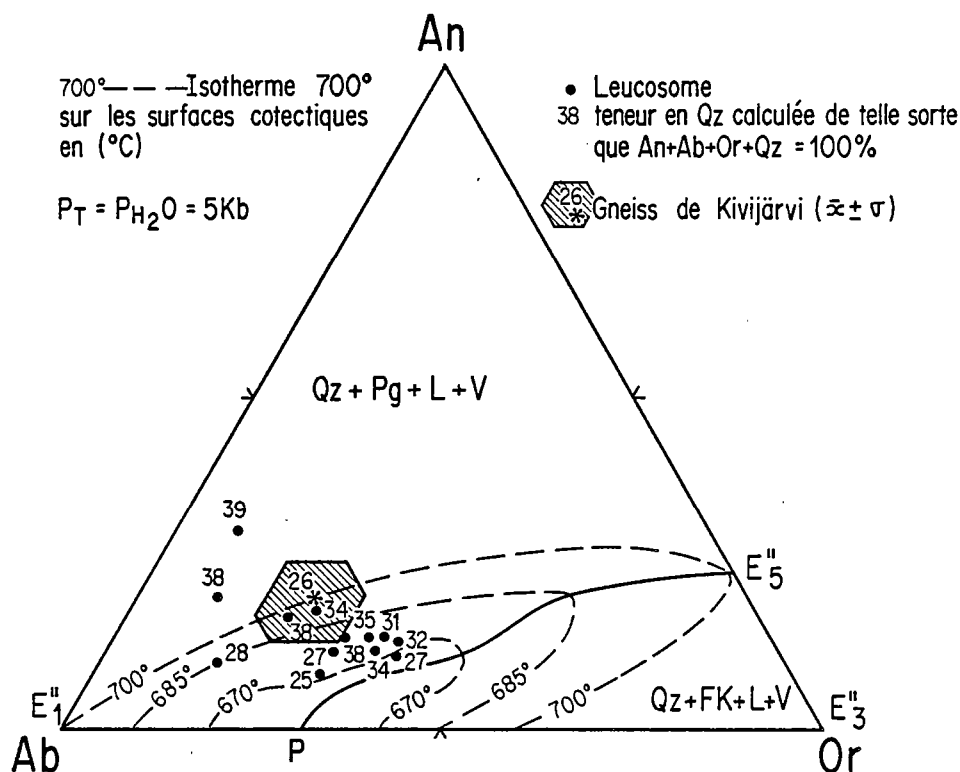


Fig. 11-4 : Composition normative des leucosomes projetée à partir du tétraèdre Q - Ab - An - Or sur le triangle An - Ab - Or pour $P_{H_2O} = 5 \text{ kb}$. La valeur affectée à chaque point correspond au pourcentage normatif en Q. Les courbes isothermes et les surfaces cotectiques ont été déterminées expérimentalement par Winkler et al. (1975). Le polygone représente la composition des gneiss de Kivijärvi; il est limité par des segments de droites distants de $\pm \sigma$ de la valeur moyenne (*).

Afin d'essayer de conforter cette conclusion, j'ai comparé la composition des leucosomes à celle des liquides provenant de la fusion expérimentale de roches naturelles (Fig. 11-5). Dans l'expérience décrite par Steuhl (1962), le gneiss soumis à la fusion partielle est un paragneiss dont la composition est voisine de celle des gneiss de Kivijärvi. L'expérience a été menée avec $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$, ce qui explique que la position de la ligne cotectique P - E''₅ soit différente de celle de la figure 11-3 où $P_{H_2O} = 5 \text{ kb}$. Le cursus de fusion du paragneiss débute sur la ligne cotectique P - E''₅, puis s'en éloigne sur le plan quartz + plagioclase + liquide + vapeur vers le pôle quartz. Pour $F \sim 0,5$ la composition du liquide évolue dans le volume plagioclase + liquide + vapeur, vers celle du gneiss parent. Une comparaison des figures 11-3 et 11-5 montre clairement que la composition des leucosomes est tout à fait la même que celle des liquides obtenus expérimentalement.

De cette rapide étude il est possible de conclure que :

- (1) les leucosomes (et les mélanosomes) sont les produits de la différenciation des gneiss gris de telle sorte que : $x \text{ leucosome} + (1-x) \text{ mélanosome} = \text{gneiss gris}$.
- (2) La composition des leucosomes est identique à celle des liquides obtenus par fusion expérimentale de roches naturelles. Le processus de différenciation est donc l'anatexie et les migmatites sont les produits de la fusion partielle de gneiss de type Kivijärvi.

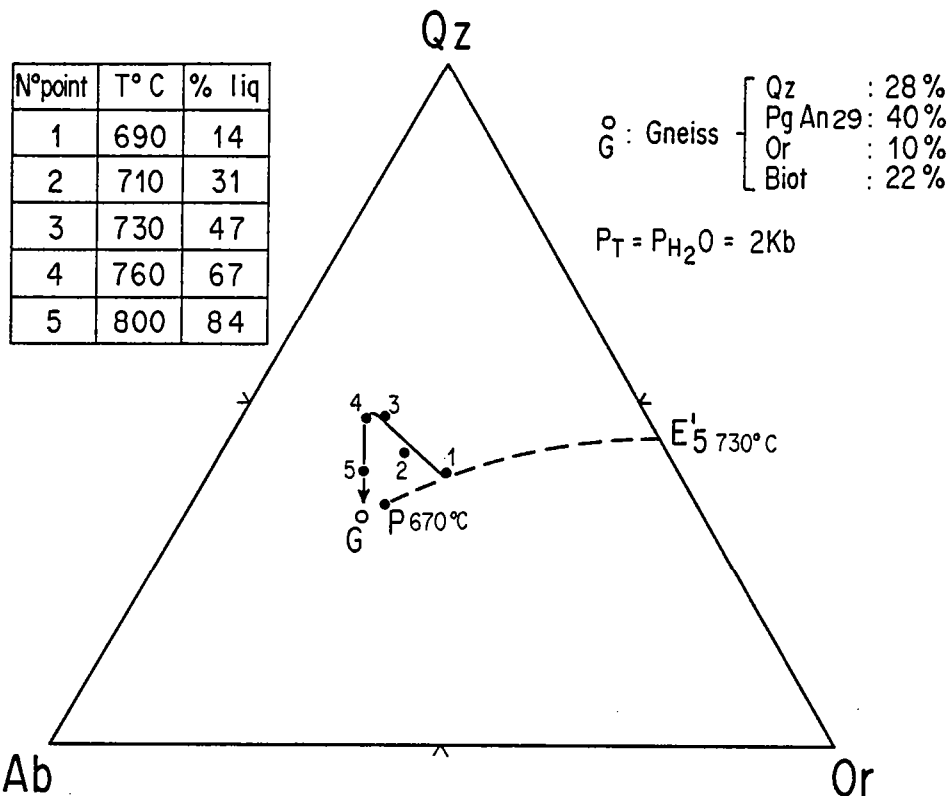


Fig. 11-5 : Triangle Q - Ab - Or montrant l'évolution de la composition des liquides produits par anatexie expérimentale à 2 kb d'un gneiss naturel (Steuhl, 1962). Il faut noter la grande similitude qui existe entre la composition de ces liquides et celle des leucosomes des migmatites (fig. 11-3).

11.22) Les Mélanosomes.

L'étude pétrographique a montré que tout comme pour les gneiss de Kivijärvi et de Naavala, l'essentiel des paragenèses primaires des migmatites n'a pas été conservé. Seuls la première génération de biotite, ainsi que les cristaux de hornblende entourés de granules d'épidote pourraient être des témoins de la minéralogie primaire des mélanosomes. Il convient donc d'essayer de préciser quelle était la composition du résidu de fusion au cours de l'anatexie.

Un trait caractéristique des mélanosomes des migmatites du Kainuu est leur richesse en CaO ($4,02\% < \text{CaO} < 8,90\%$) et leur relative pauvreté en K_2O ($2,22\% < \text{K}_2\text{O} < 3,09\%$) (tab. 11-1). Ceci laisse à penser qu'ils étaient constitués de minéraux calciques plutôt que potassiques. Afin d'essayer de préciser cette conclusion, les migmatites de Finlande ont été comparées à :

- des migmatites de Colombie britannique (Canada) dans lesquelles le mélanosome contient essentiellement de la hornblende, la biotite n'étant qu'un constituant mineur (Kenah et Hollister, 1983).
- des migmatites du Massif de Saint-Malo (Massif Armoricaire, France) où la biotite est le composant principal, voire même unique des mélanosomes (Martin 1977, 1979a, b).
- des migmatites du Golfe du Morbihan (Massif Armoricaire, France) où le quartz et la biotite sont associés dans le mélanosome (Le Métour, 1978).

Les points représentant les leucosomes et les mélanosomes de ces migmatites ont été reportés dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O} = f(\text{CaO})$ (Fig. 11-6). Ont aussi été figurées des analyses moyennes de biotite et de hornblende, ainsi que la droite correspondant au mélange de ces deux minéraux.

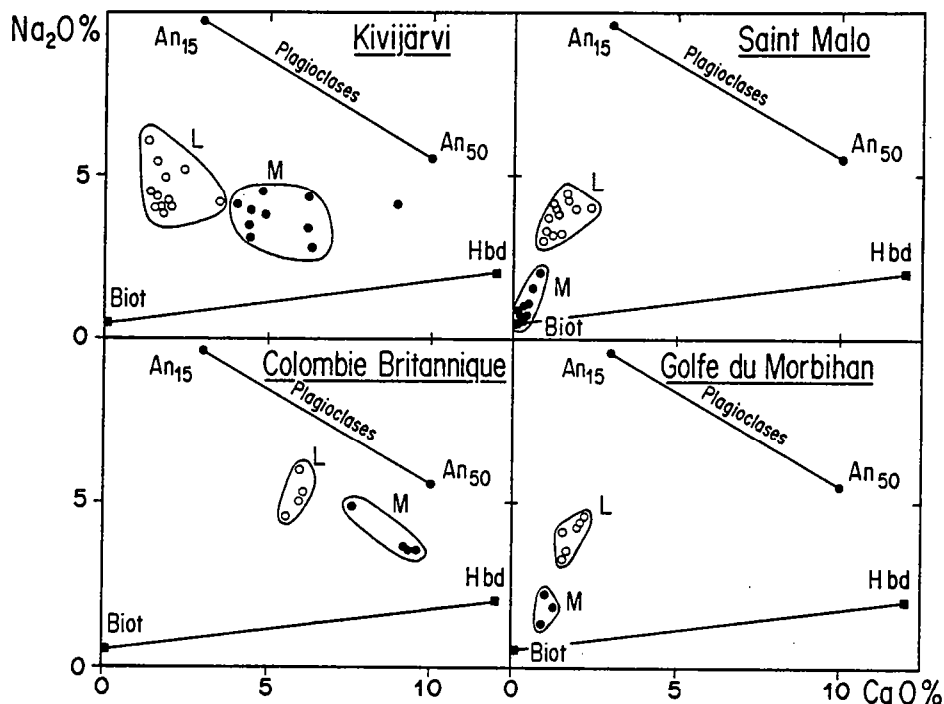


Fig. 11-6 : Diagrammes $\text{Na}_2\text{O} = f(\text{CaO})$ pour les migmatites de Kivijärvi, de Colombie britannique (Kenah et Hollister, 1983), du Massif de Saint-Malo (Martin, 1977, 1979a, b) et du Golfe du Morbihan (Le Métour, 1978). (O) = leucosome (L); (●) = mélanosomes (M); Biot = biotite : Hbd = hornblende.

Les leucosomes et les mélanosomes du Massif de Saint-Malo et du Golfe du Morbihan, définissent une tendance évolutive en direction de la biotite. Dans le cas du Massif de Saint-Malo, certains points se confondent même avec l'analyse moyenne de biotite. Les mélanosomes sont toujours éloignés de la droite représentant la gamme de composition des plagioclases, confirmant ainsi que ce minéral n'est qu'un composant mineur (voire même inexistant) des mélanosomes.

Les migmatites de Finlande et de Colombie britannique affichent un type d'évolution totalement opposé; celle-ci se fait en direction du pôle hornblende. Cependant les points représentant les mélanosomes ne sont jamais à proximité immédiate du pôle hornblende; ils ont une position intermédiaire entre la droite de mélange biotite-hornblende et la droite des plagioclases.

Ceci signifie que le plagioclase est présent dans le résidu de fusion, toutefois il n'en est pas le minéral essentiel car les points représentant les mélanosomes se situent beaucoup plus près de la ligne biotite-hornblende que de celle des plagioclases.

La figure 11-7 représente les mêmes roches dans un diagramme $\text{K}_2\text{O} = f(\text{CaO})$. Si celui-ci sépare très bien les analyses de biotite et de hornblende, il ne donne aucun renseignement concernant le plagioclase. La distribution des points du Massif de Saint-Malo et du Golfe du Morbihan confirme le rôle essentiel joué par la biotite dans la genèse de ces migmatites. En effet, leurs mélanosomes sont riches en K_2O et pauvres en CaO. Les migmatites du Kainuu et de Colombie britannique affichent une tendance inverse.

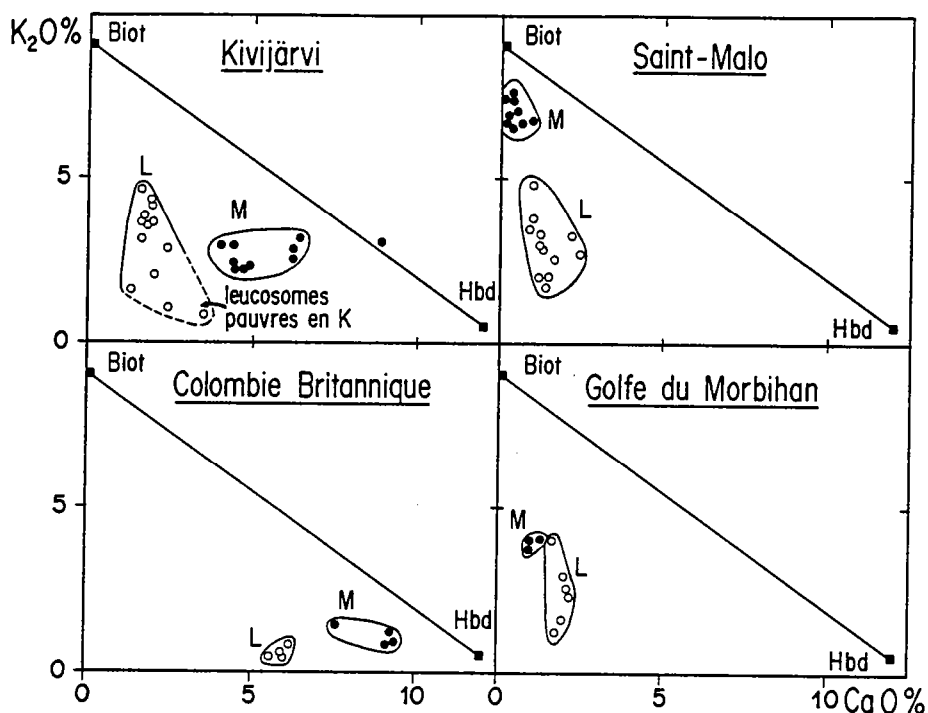


Fig. 11-7 : Diagrammes $K_2O = f(CaO)$ pour les migmatites. La légende et les symboles sont les mêmes que pour la figure 11-6.

Les mélanosomes du Kainuu ne se placent pas près du pôle hornblende, mais près de la ligne de mélange indiquant que le rapport biotite/hornblende y est compris entre 0,33 et 0,25.

Les diagrammes $TiO_2 = f(CaO)$ (Fig. 11-8) confortent totalement les conclusions tirées à partir des deux diagrammes précédents.

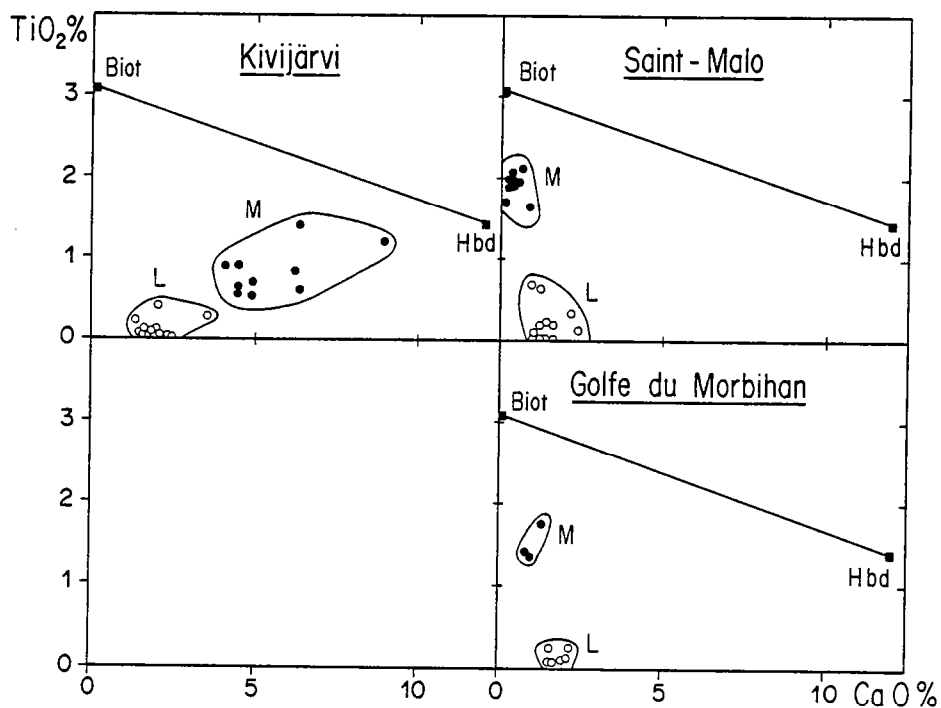


Fig. 11-8 : Diagramme $TiO_2 = f(CaO)$ pour les migmatites. La légende et les symboles sont les mêmes que pour la figure 11-6.

La figure 11-9 synthétise tous ces résultats. Il s'agit d'un triangle $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ dans lequel les 4 ensembles de mélanosomes ont été figurés. Les mélanosomes du Massif de Saint-Malo et du Golfe du Morbihan se situent tout près du pôle K_2O , ceux de Colombie britannique près du pôle hornblende et de la droite des plagioclases. Les migmatites du Kivijärvi ont une position intermédiaire attestant la présence simultanée de hornblende, de biotite et de plagioclase dans le mélanosome. Toutefois, la position des points dans la partie supérieure du triangle prouve que c'est la hornblende qui y joue un rôle prépondérant.

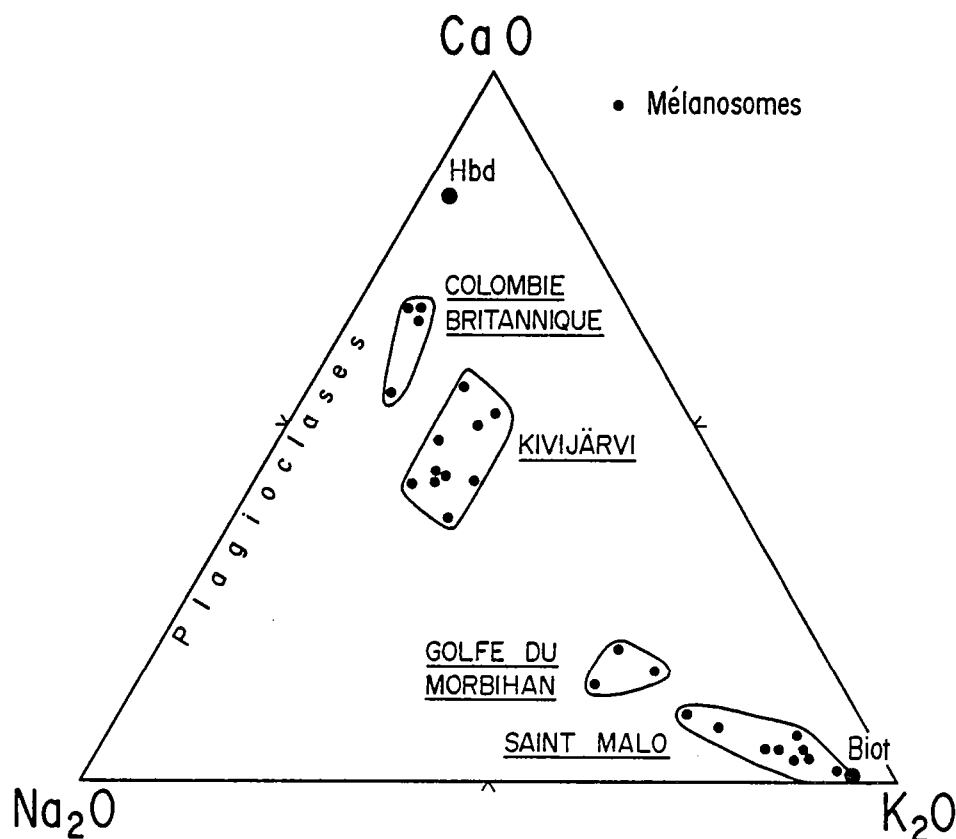
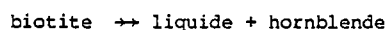


Fig. 11-9 : Triangle $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ pour les mélanosomes des migmatites de Kivijärvi, de Colombie britannique, du Massif de Saint-Malo et du Golfe du Morbihan.
Biot = biotite; Hbd = hornblende.

Les gneiss de Kivijärvi sont légèrement per-alumineux $\{(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{mol.}} \sim 1,04\}$. Le minéral coloré en équilibre avec un liquide magmatique de cette composition est la biotite. Au cours de l'anatexie il y a formation de liquides per-alumineux $\{(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{mol.}} \sim 1,05 \text{ à } 1,10\}$ ce qui a pour conséquence de diminuer la valeur de ce rapport dans le résidu (0,9). Celui-ci devient méta-alumineux et la biotite aura tendance à se déstabiliser selon une réaction du type :



Une telle réaction de fusion incongruente de la biotite explique non seulement la richesse en hornblende du mélanosome, mais aussi l'existence de leucosomes riches en K_2O . Ce résultat est en parfait accord avec les conclusions de l'analyse pétrographique (voir § 4.2).

11.3. Géochimie des éléments en traces.

SiO_2 étant l'élément qui sépare et discrimine le mieux les leucosomes et les mélanosomes, les différents éléments en traces ont été figurés dans des graphes élément en traces = f (SiO_2); (Fig. 11-10 et 11-11).

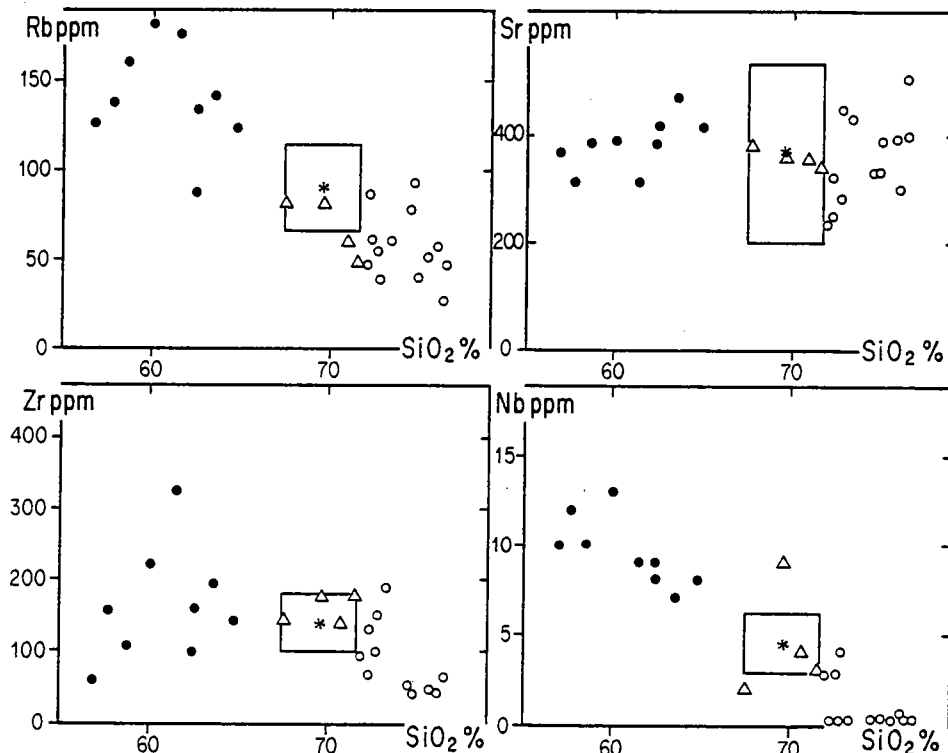


Fig. 11-10 : Diagrammes élément en traces = f (SiO_2) pour les différents constituants des migmatites; (Rb, Sr, Zr, Nb). Le rectangle représente la composition des gneiss de Kivijärvi, il est limité par des segments de droites situés à $\pm \sigma$ de la valeur moyenne (*). (O) = leucosome; (●) = mélanosome; (Δ) = mésosome.

En règle générale les éléments traces confirment les résultats obtenus à l'aide des majeurs.

- (1) Les leucosomes et les mélanosomes se disposent de part et d'autre du polygone représentant les gneiss de Kivijärvi indiquant que ces gneiss peuvent très bien avoir été la roche mère des migmatites.
- (2) Les mésosomes, ont des compositions qui, si elles sont voisines de celles des gneiss de Kivijärvi, en diffèrent souvent légèrement.

Toutefois, les éléments en traces permettent de préciser quelques points de détail :

- (1) Certains éléments montrent une relation linéaire presque parfaite entre leucosomes, gneiss de Kivijärvi et mélanosomes; il s'agit de : Rb, Nb, Y, Co et V. Sr, Zr et Ni affichent quant à eux un comportement plus confus.

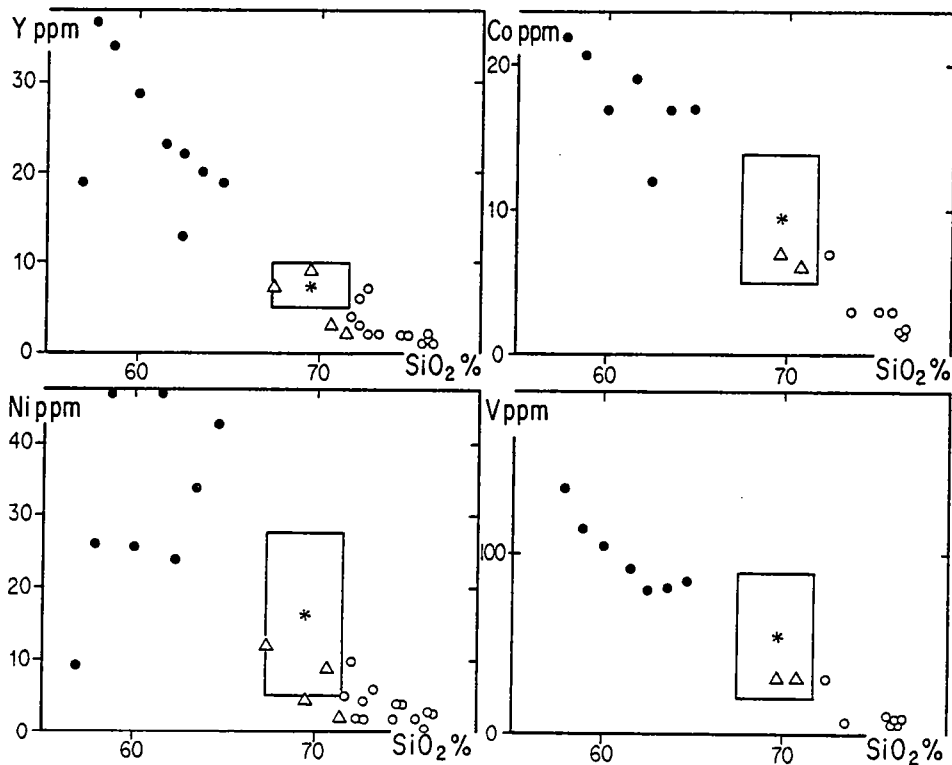


Fig. 11-11 : Diagrammes élément en traces f (SiO_2) pour les différents constituants des migmatites; (Y, Co, Ni, V). Les symboles sont les mêmes que pour la figure 11-10.

- (2) Exception faite de Sr, et pour partie de Zr le mélanosome est enrichi en éléments en traces. Pour tous ces éléments D_s est supérieur à 1 ; dans le cas de Sr et Zr D_s est voisin de 1 : tous les éléments dosés se sont donc comportés de façon compatible au cours de la fusion partielle.

Les terres rares ont été analysées dans un leucosome H 437_L et dans 2 mélanosomes H 408_M et H 436_M (Annexe IV) (Fig. 11-12). Le leucosome possède un spectre très fractionné (La/Yb)_N = 37,3 (pour une teneur en La_N = 102,2) avec une anomalie négative en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,50$). Les mélanosomes sont plus riches en REE (La_N = 166 à 203); mais surtout leur fractionnement est plus faible ($(\text{La/Yb})_N = 19,7$ à 16,4). Le fractionnement des LREE ($(\text{La/Sm})_N = 4,5$ à 5,7) est plus important que celui des HREE dont le spectre est presque plat ($(\text{Gd/Yb})_N = 1,5$ à 2,02). L'anomalie négative en Eu peut être importante ($\text{Eu/Eu}^* = 0,75$ à 0,58).

L'allure générale des spectres ne semble pas être compatible avec une hypothèse de fusion partielle simple et nécessite donc quelques commentaires :

- (1) Les spectres de REE du leucosome (H 437_L) et du mélanosome (H 436_M) des migmatites de Kivijärvi devraient se répartir symétriquement de part et d'autre de ceux des gneiss de Kivijärvi. Si cela est bien vérifié pour le mélanosome, il n'en est pas de même pour le leucosome et en particulier pour la partie HREE de son spectre. En effet, celle-ci se superpose aux spectres des gneiss alors que la théorie prédit des teneurs de HREE beaucoup plus basses. De plus, les spectres des leucosomes et des mélanosomes possèdent tous des anomalies négatives en Eu, or les gneiss de Kivijärvi, ont des Eu/Eu^* compris entre 0,75 et 0,90. A partir d'une telle source, si la fusion partielle engendre l'appauvrissement en Eu de l'un des termes, l'autre doit automatiquement être enrichi en cet élément. Il y a donc contradiction flagrante entre les données des REE et un modèle simple de fusion. Plusieurs processus peuvent rendre compte de ceci.

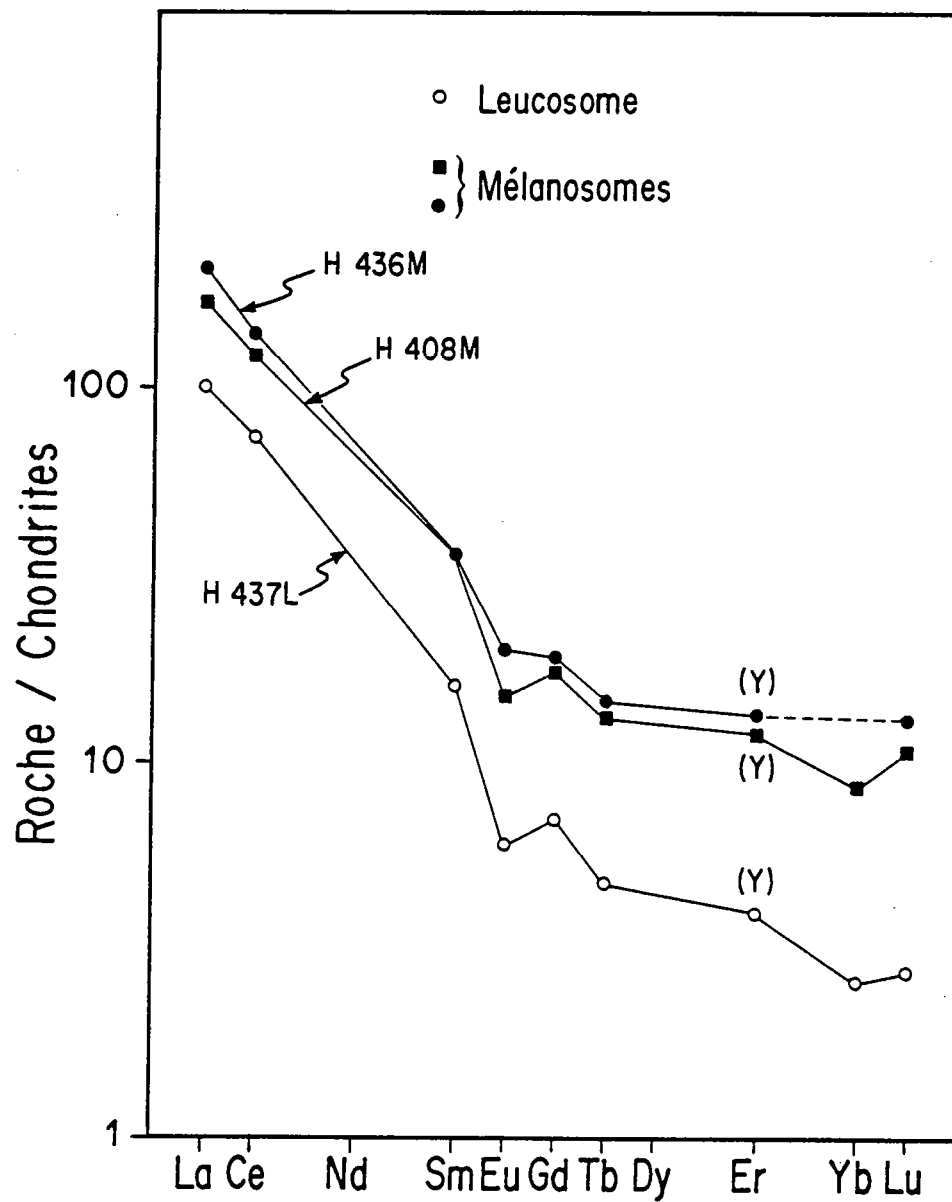


Fig. 11-12 : Spectres de REE d'un leucosome (H 437_L) et de deux mélanosomes (H 408_M et H 436_M) extraits des migmatites du Kainuu.

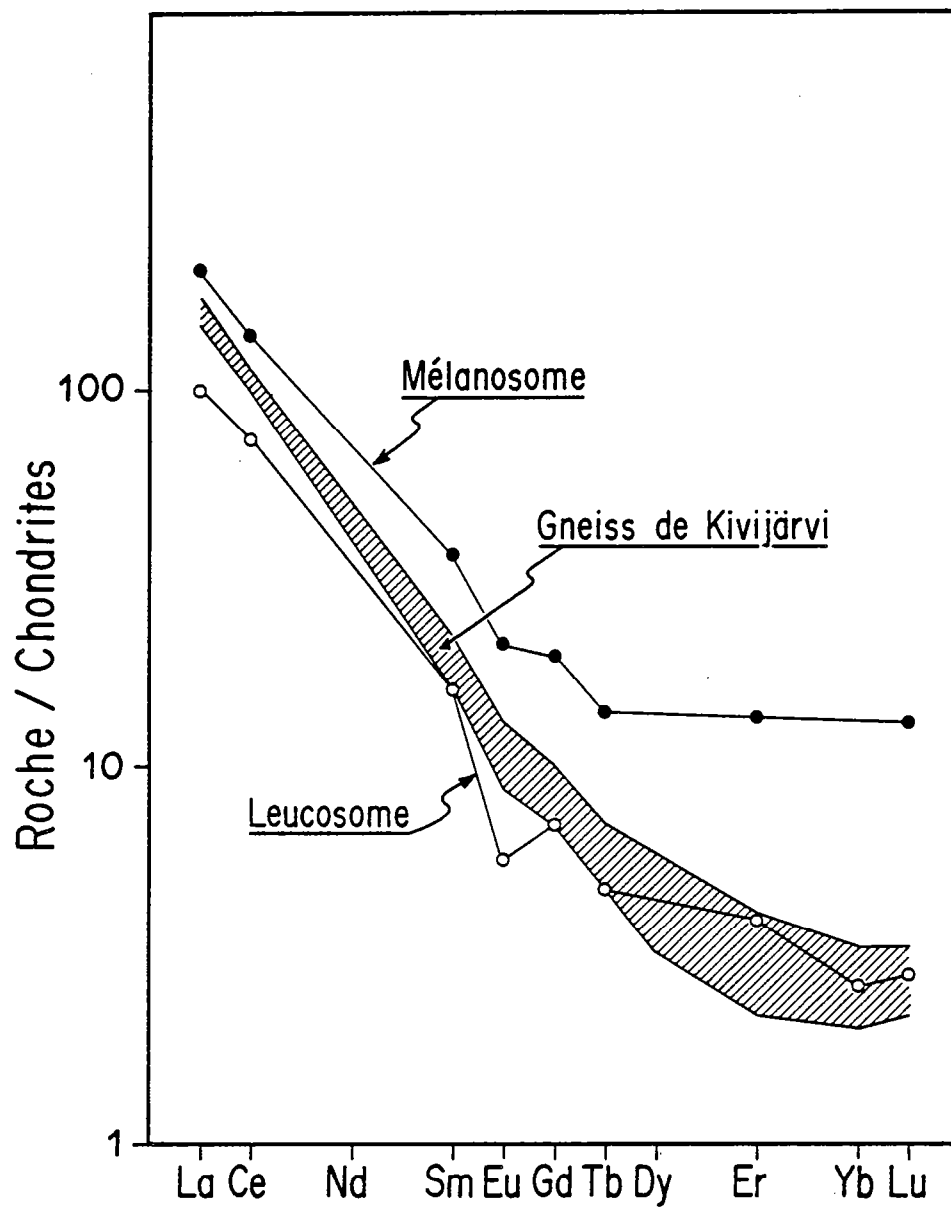


Fig. 11-13 : Comparaison des spectres de REE du leucosome et du mélanosome extraits des migmatites de Kivijärvi avec les spectres des gneiss gris de Kivijärvi. (en hachures).

- (a) Le leucosome analysé a été contaminé par une petite quantité de mélanosome. Ce phénomène peut rendre compte, de l'anomalie négative en europium ainsi que des teneurs "élevées" en HREE du leucosome, mais explique plus difficilement les basses teneurs en La et Ce.
 - (b) La fusion partielle a été suivie d'une cristallisation fractionnée (Barbey, 1982). Toutefois si un tel processus pétrogénétique se conçoit facilement dans le cas de grandes masses magmatiques, il paraît impossible à réaliser à l'échelle d'un leucosome.
 - (c) Le liquide n'est pas en équilibre avec le solide résiduel. Par exemple, dans les stades précoces de l'anatexie une partie du liquide a pu être extraite. Dans cette hypothèse, le taux de fusion nécessaire pour expliquer l'allure des spectres des migmatites serait de l'ordre de 30%. Cette valeur de F est tout à fait compatible avec celle du seuil critique de viscosité ("Rheological critical melt percentage") qui selon les modèles varie de 26% à 35% (Arzi, 1978 ; Van Der Molen et Paterson, 1979 ; Brun, 1981). Elle correspond à la valeur de F à partir de laquelle le liquide magmatique peut quitter la zone où il a pris naissance.
- (2) Le mélanosome est enrichi en REE par rapport au leucosome et aux gneiss de Kivijärvi (Σ REE Mélanosome = 191 ppm et 163 ppm ; Σ REE Leucosome = 27,8 ppm). Un tel comportement n'était pas prévisible à partir de l'étude des éléments majeurs qui a mis en évidence que la hornblende, la biotite et le plagioclase étaient les constituants essentiels des mélanosomes. Tous ces minéraux ont des $K_{La}^{\alpha/Liq}$ et $K_{Ce}^{\alpha/Liq}$ inférieurs à 1, et les REE auraient dû se comporter en éléments incompatibles. Il faut donc en conclure à la présence dans le résidu, d'autres phases minérales dont le $K_{LREE}^{\alpha/liq} \gg 1$ est tel que D_S soit supérieur à 1. L'analyse pétrographique a montré que les mélanosomes étaient enrichis en minéraux accessoires, et en particulier en allanite. Or la présence dans le résidu de seulement 0,1% d'allanite suffit à rendre les LREE compatibles. Les minéraux accessoires ont donc très probablement joué un rôle important dans le fractionnement des éléments en traces au cours de l'anatexie.

11.4. Discussion et conclusion.

L'étude géochimique des migmatites a permis de préciser les points suivants :

- (a) Les gneiss gris de type Kivijärvi ont une composition chimique tout à fait compatible avec celle de la source des migmatites. Ceci confirme les données de l'analyse pétrographique qui avait montré que les mélanosomes des migmatites étaient des gneiss gris.
- (b) Les leucosomes ont une composition identique à celle des liquides obtenus par fusion expérimentale de roches naturelles. Le processus de différenciation leucosome-mélanosome est donc bien la fusion partielle.
- (c) La composition minéralogique du résidu (mélanosome) était, par ordre d'abondance décroissante : hornblende + biotite + plagioclase. L'allanite elle aussi se trouvait concentrée dans le mélanosome.
- (d) La biotite contenue dans les gneiss de Kivijärvi, a fondu de façon incongruente en donnant un liquide et de la hornblende dans le résidu.
- (e) Tous les éléments en traces analysés ont eu, au cours de l'anatexie, un comportement compatible, c'est à dire qu'ils se sont concentrés dans le résidu.
- (f) Les spectres de REE des leucosomes et des mélanosomes montrent que le processus de fusion n'était pas simple et que, très probablement une partie du liquide anatectique avait dû être extraite dans les stades précoces de l'anatexie.

Ce dernier point est indirectement confirmé par l'analyse de 3 échantillons provenant de Laitila (tab. 11-1); ils ont été prélevés dans les zones où le mélanosome est mélangé au leucosome et où l'ensemble tend à s'homogénéiser. Si l'anatexie a eu lieu en système clos, la composition du mélange doit être la même que celle de la roche mère (gneiss gris). Ce n'est pas le cas, en effet les 3 échantillons analysés ont systématiquement des teneurs en SiO_2 inférieures à celles des gneiss de Kivijärvi. Ceci signifie que le système était ouvert et qu'il y a eu départ précoce de matière "riche" en SiO_2 , c'est à dire de liquide anatectique.

CHAPITRE 12

Les granodiorites à phénocristaux

12.1. Avant-Propos.

La géochimie des granodiorites à phénocristaux a déjà fait l'objet d'une thèse de 3ème cycle (Quérré, 1985). Je reprendrai ici les données et les résultats principaux de ce travail en y ajoutant de nouvelles analyses.

L'étude géochimique a tout particulièrement porté sur le vaste massif d'Arola, à l'intérieur duquel il a été possible de mettre en évidence des processus de contamination dans les parties proches de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (§ 5.2); il s'agit :

- (1) d'une carbonatation (présence de calcite disséminée)
- (2) de l'assimilation d'enclaves provenant de la ceinture de roches vertes.

Sur les critères pétrographiques discutés dans le chapitre 5.2 il a été possible de distinguer les faciès non contaminés (type A) de ceux contaminés (type C) (Quérré, 1985).

Les granites gris représentent un faciès leucocrate des granodiorites à phénocristaux, mais ils sont tous différenciés et dépourvus de phénocristaux.

Par exemple à l'est de Naavala, il est possible d'observer un passage latéral progressif de l'un à l'autre. Pour cette raison, les granites gris, seront ici, traités en même temps que les granodiorites à phénocristaux de type A.

39 échantillons ont été prélevés et analysés (Annexe III et IV) il s'agit de :

- 12 granodiorites non contaminées d'Arola (A)
- 8 granites gris
- 10 granodiorites contaminées d'Arola (C)
- 6 granodiorites à phénocristaux de Suomussalmi dont 2 de type A.
- 3 granodiorites à phénocristaux d'Ypykkävaara (C).

12.2. Caractères géochimiques généraux des granodiorites à phénocristaux.

Le tableau 12-1 présente les compositions moyennes des différents massifs de granodiorites étudiés, ainsi que l'analyse moyenne des gneiss gris (TTG). De nombreux points doivent être soulignés :

- (1) Tout comme les gneiss gris, les granodiorites à phénocristaux montrent une bonne homogénéité de composition qui indique qu'à l'intérieur de chaque massif les processus de différenciation n'ont pas été très importants. SiO_2 qui est un bon indicateur du degré de différenciation affiche un coefficient de dispersion inférieur à 6%. Il faut aussi noter que les granodiorites non contaminées sont plus riches en SiO_2 que leurs homologues de type C.
- (2) La somme $\Sigma (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ des granodiorites de type A et des granites gris, est inférieure à 5% (4,08%), elle est aussi inférieure à celles des TTG du socle ($\Sigma = 4,45\%$). A l'opposé les granodiorites contaminées ont un Σ supérieur à 5% (de 5,83% et 6,65%), indiquant que la contamination s'est faite par enrichissement relatif en éléments ferro-magnésiens.

	AROLA A n = 12		GRANITES GRIS n = 8		AROLA C n = 10		SUOMUSSALMI n = 6		YPYKKÄVAARA n = 3		TYPE A n = 22		GNEISS GRIS n = 48	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	69,02	2,5	74,06	1,1	67,25	2,8	65,51	3,9	68,41	3,0	70,64	3,3	70,62	2,5
Al_2O_3	15,59	0,7	14,26	0,5	15,58	0,4	15,97	0,9	15,11	0,8	15,24	0,8	15,38	0,7
Fe_2O_3	3,45	1,0	1,39	0,4	3,45	0,9	4,10	2,0	3,67	0,3	2,78	1,3	2,84	1,2
MnO	0,06	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	0,07	0,03	0,06	0,01	0,05	0,02	0,04	0,02
MgO	1,06	0,3	0,34	0,12	1,99	0,6	2,06	1,1	1,64	0,4	0,86	0,5	1,19	0,6
CaO	2,38	0,7	1,37	0,2	3,09	0,5	4,21	1,5	2,96	0,9	2,05	0,9	2,67	0,8
Na_2O	4,34	0,4	3,81	0,3	4,93	0,3	3,79	0,8	4,82	0,5	4,14	0,5	4,51	0,5
K_2O	3,44	0,7	4,47	0,6	3,09	0,4	3,60	0,3	2,67	0,9	3,78	0,8	2,27	0,6
TiO_2	0,51	0,15	0,20	0,08	0,41	0,09	0,42	0,20	0,46	0,02	0,39	0,2	0,38	0,14
P_2O_5	0,15	0,05	0,07	0,02	0,16	0,06	0,27	0,14	0,19	0,01	0,13	0,06	0,11	0,06

Tab. 12-1 : Composition chimique moyenne (éléments majeurs) des granodiorites à phénocristaux et des granites gris. Pour le massif d'Arola les roches contaminées (C) ont été distinguées de celles qui ne le sont pas (A). A titre de comparaison la composition moyenne des gneiss gris a aussi été reportée.

- (3) Le rapport moléculaire ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) des granodiorites A est de 1,04, il est identique à celui des gneiss gris (1,04). Par contre les faciès contaminés (C) possèdent des rapports nettement inférieurs à 1 (0,90 ; 0,91 ; 0,93) dûs en grande partie à leur richesse en CaO. Il y a donc eu enrichissement en CaO au cours de la contamination.

- (4) Si la somme $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ des granodiorites A (9,97%) est du même ordre de grandeur que celle des TTG (9,45 %), elles sont plus riches en K_2O (3,78% / 2,27%) et appauvries en CaO (2,05% / 2,67%) et en Na_2O (4,14% / 4,51%). La répartition différente des alcalins et des alcalino-terreux entre les deux ensembles résulte de la variation des proportions des différents feldspaths (voir chapitres 3.4 et 5.1). Bien que de manière moins accentuée, les granodiorites contaminées montrent les mêmes différences par rapport aux TTG.

Les points représentant les granodiorites à phénocristaux et les granites gris ont été reportés dans le triangle normatif (An - Ab - Or) de O'Connor (1965) (Fig. 12-1), on peut y observer que :

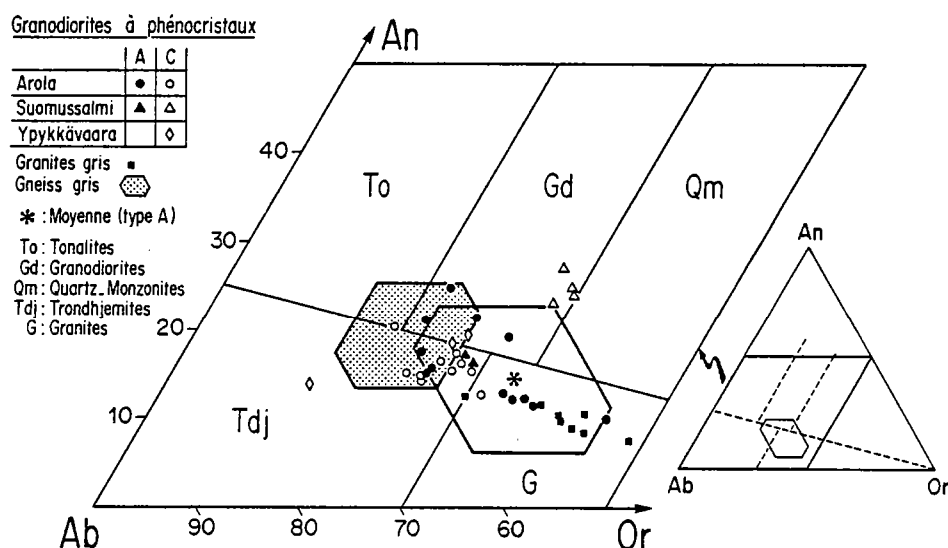


Fig. 12-1 : Diagramme normatif An - Ab - Or d'après O'Connor (1965) pour les granodiorites à phénocristaux et les granites gris. A titre de comparaison, le polygone représentatif des gneiss gris (fig. 10-1) a aussi été figuré. Les granodiorites et les granites sont nettement plus riches en Or que les gneiss gris du socle.

- (1) La majorité des points montre une évolution linéaire depuis le domaine des trondhjémites jusqu'à celui des granites. Si quelques points se placent dans le domaine des granodiorites la grande majorité se trouve près du point triple commun aux trondhjémites, aux granodiorites et aux granites.
- (2) Les granodiorites de type A et les granites gris forment une lignée évolutive dont les termes les plus différenciés se dirigent vers le pôle Or. Le rapport An/Ab varie relativement peu autour de la valeur moyenne de 0,25.
- (3) Les granodiorites à phénocristaux se distinguent bien des TTG et ce grâce à leurs teneurs relatives en Or et An.
- (4) En règle générale les faciès contaminés se placent dans le domaine des trondhjémites, ces roches sont moins riches en feldspath potassique et plus riches en plagioclase, que leurs homologues non contaminées.

- (5) Les granodiorites à phénocristaux de type C provenant de Suomussalmi affichent un comportement particulier qui se matérialise par un enrichissement en An. C'est à dire que par rapport à celles de type A elles ont été enrichies en CaO et pas du tout appauvries en K_2O .

Le diagramme $K_2O = f(Na_2O)$ (Fig. 12-2) montre nettement que :

- (1) Dans les granodiorites de type A et les granites gris, les rapports K_2O/Na_2O sont supérieurs à 0,6 (86% des points) et même souvent supérieurs à 1 (50% des points). Ceci, une fois encore différencie ces roches des TTG dont les rapports K_2O/Na_2O sont dans 73% des cas inférieurs à 0,6.
- (2) Selon la classification de Harpum (1963) ces roches seraient des granodiorites et des adamellites, cet auteur réservant le terme de granite aux roches dont le rapport K_2O/Na_2O est supérieur à 1,5.

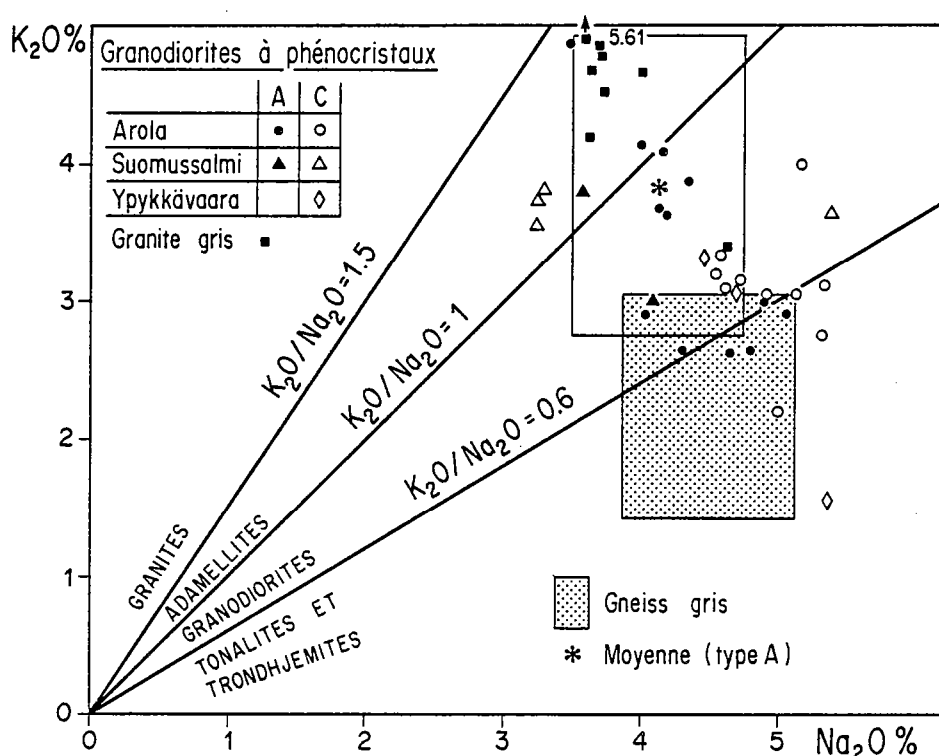


Fig. 12-2 : Diagramme $K_2O = f(Na_2O)$ (Harpum, 1963) pour les granodiorites à phénocristaux et les granites gris. Ces roches possèdent en général un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 0,6 alors que pour les gneiss gris du socle ce même rapport est inférieur à 0,6.

- (3) Tout comme dans le triangle de O'Connor (Fig. 12-1) les granodiorites à phénocristaux de Suomussalmi (type C) ont un comportement différent de celui des roches analogues provenant d'autres massifs; elles sont riches en K_2O mais pauvres en Na_2O ce qui fait qu'elles possèdent un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1.

La figure 12-3 reporte les alcalins en fonction de SiO_2 :

- (1) Les teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 8$) sont nettement supérieures à celles des gneiss gris du socle ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 6,8$).
- (2) Selon la classification de Kuno (1960) et de Mac Donald et de Katsura (1964) les granodiorites et les granites se placent en plein milieu du domaine calco-alcalin

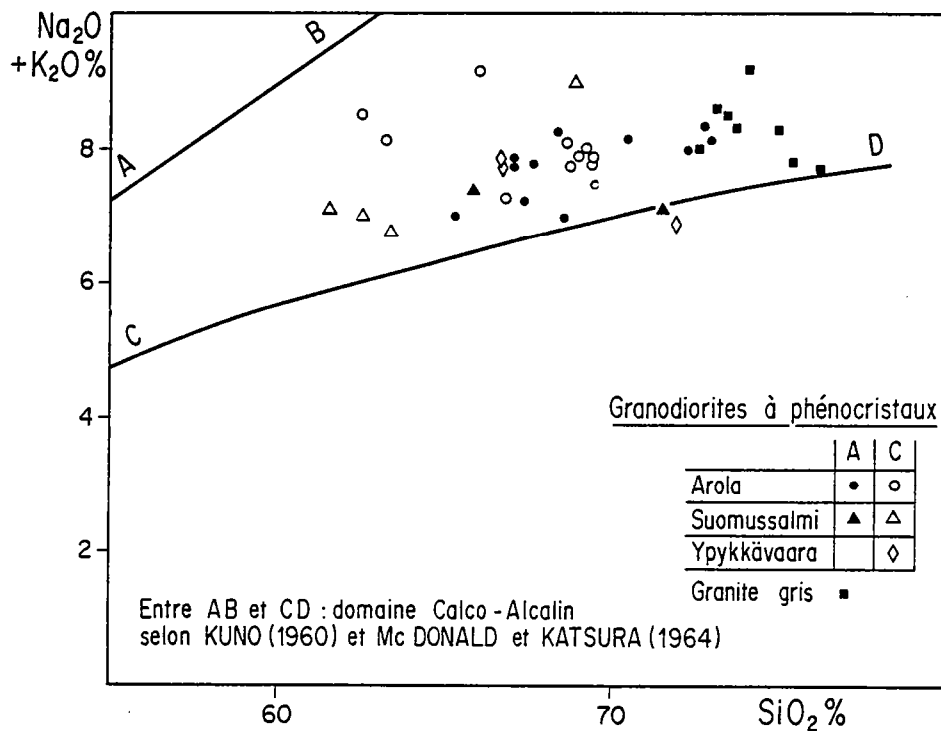


Fig. 12-3 : Diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = f (\text{SiO}_2)$ (Kuno, 1960 ; Mac Donald et Katsura, 1964) montrant nettement le caractère calco-alcalin des granodiorites à phénocristaux et des granites gris.

Le triangle A-F-M (Kuno, 1968) (Fig. 12-4) montre que :

- (1) Les deux ensembles (A et C) s'inscrivent à nouveau parfaitement dans une lignée de différenciation de type calco-alcalin.
- (2) Les granodiorites de type A et les granites gris se placent près du pôle A du triangle, attestant ainsi le caractère évolué de cette série.
- (3) Les granodiorites de type C se distinguent nettement de celles de type A. Elles aussi définissent une lignée évolutive, parallèle à celle du groupe A, mais un peu moins différenciée. La différence fondamentale entre les deux groupes A et C est la valeur de leur rapport $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO}$ (3,2 pour le type A, et de 1,8 pour le type C).

Au vu de ces diagrammes, il est très net que les granodiorites à phénocristaux ont une composition significativement différente de celle des TTG. En particulier, ces analyses ne semblent pas, dans les deux dernières figures, s'accorder parfaitement avec une lignée de différenciation de type trondhjémite.

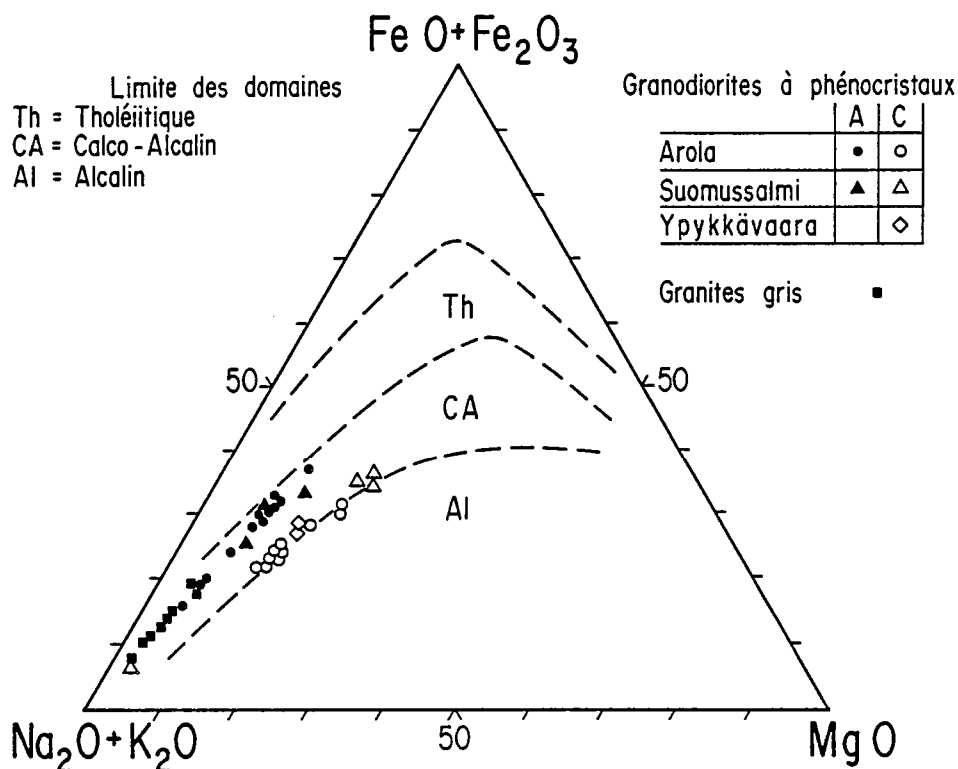


Fig. 12-4 : Diagramme A-F-M (Kuno, 1968) montrant le caractère calco-alcalin des granodiorites à phénocristaux et des granites gris. Il apparaît aussi que les granodiorites A se distinguent nettement de leurs homologues contaminées (C) par leur rapport $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ (3,2 pour le type A et 1,8 pour le type C).

Le triangle normatif Q - Ab - Or (Fig. 12-5) et le diagramme K - Na - Ca (Fig. 12-6) permettent de confirmer cette observation. Dans les deux graphes, contrairement aux TTG, les granodiorites à phénocristaux et les granites gris se placent sur une seule et même lignée de type calco-alcalin classique. C'est à dire que, au cours de la différenciation les granodiorites à phénocristaux s'enrichissent en K (ou Or) alors que les TTG s'enrichissent en Na (Ab). Il faut aussi noter que les granodiorites de type C appartiennent parfaitement à la lignée définie par le type A.

Cette rapide caractérisation géochimique peut ainsi se résumer de la manière suivante :

- (1) Les granodiorites à phénocristaux non contaminées et les granites gris forment une lignée évolutive unique, ce qui confirme les données de terrain qui avaient montré que ces deux types lithologiques étaient deux faciès différents d'un même magmatisme.
- (2) Les granodiorites contaminées se distinguent de leurs homologues non contaminées par :
 - a) un enrichissement en ferro-magnésiens et en CaO
 - b) un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO}$ plus faible
 - c) un appauvrissement relatif en SiO_2 , K_2O et en Al_2O_3 .

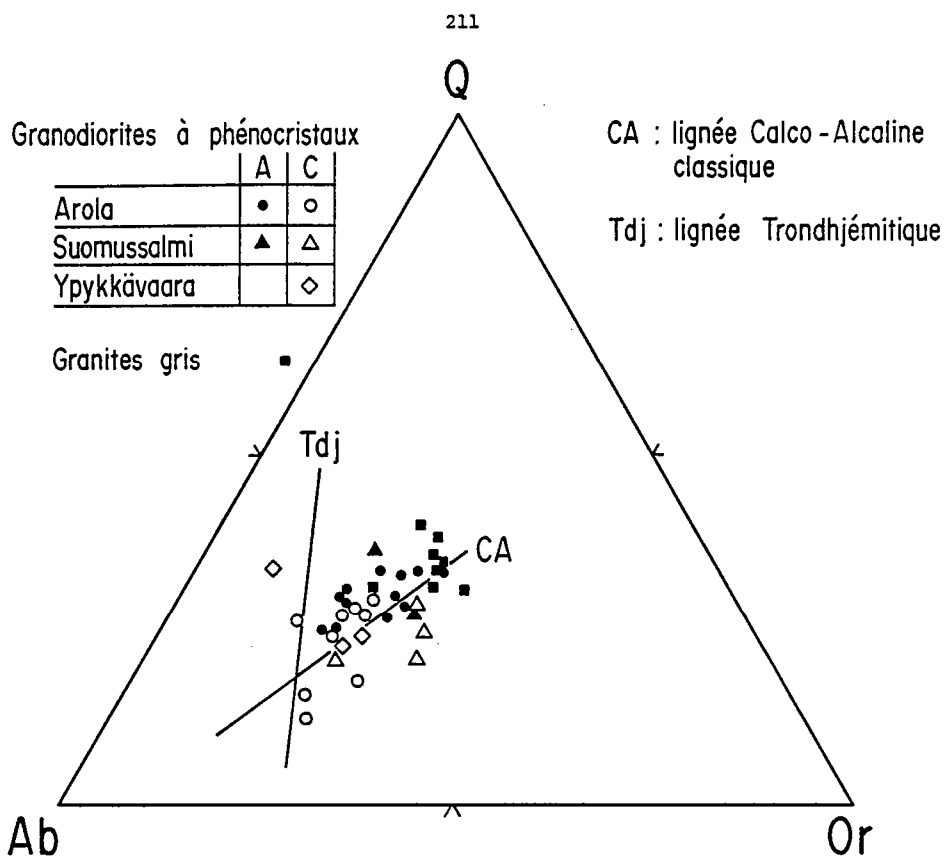


Fig. 12-5 : Diagramme Q - Ab -Or d'après Barker et Arth (1976) permettant de distinguer les lignées trondhjémitiques des lignées calco-alcalines classiques.

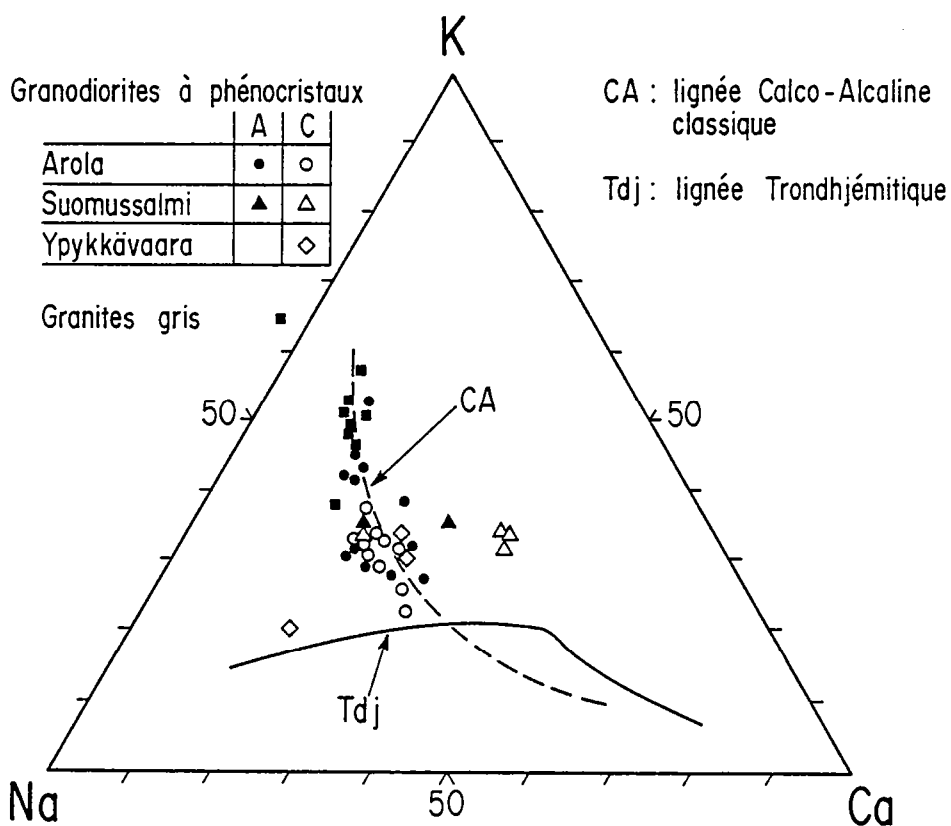


Fig. 12-6 : Diagramme K - Na - Ca d'après Barker et Arth (1976) montrant le caractère calco-alcalin "classique" des granodiorites à phénocristaux et des granites gris.

- (3) Les granodiorites (A et C) se distinguent des TTG du socle, surtout par leur richesse en K_2O et par leur relative pauvreté en CaO (et dans une moindre mesure en Na_2O). Ceci se traduit dans les diagrammes Q - Ab - Or et K - Na - Ca par une différenciation de type calco-alcalin classique alors que les TTG affichent nettement une évolution de type trondhjémitique (§ 10.2).
- (4) La composition chimique des granodiorites à phénocristaux non contaminées et des granites gris font de ces roches des granitoïdes de type I (Chappell et White, 1974 ; Hine et al. 1978 ; Didier al., 1982) (Tab. 12-2). Toutefois comme l'avait montré l'analyse pétrographique, (tab. 5-2), le caractère I n'est pas aussi tranché que dans le cas des TTG. En effet, les rapports Na/K et les I_{Sr} se rapprochent de ceux des granitoïdes de type S et en font ce que Pitcher (1983) a nommé "les granites I de type calédoniens" c'est à dire provenant de la fusion de matériaux crustaux orthodérivés.

	Type I	Granodiorites A et granites gris	Type S
$\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ (mol)	< 1,1	1,04	> 1,1
Na_2O %	> 3,2	4,14	< 3,2
Na/K	élevé	1,6	faible
Corindon normatif	< 1 %	< 1	> 1 %
I_{Sr}	faible	0,703 - 0,705	élevé

Tab. 12-2 : Comparaison des principaux caractères chimiques des granodiorites à phénocristaux (type A) et des granites gris, avec les caractères équivalents des granitoïdes de type I et S (d'après Chappell et White, 1974 ; Hine et al. 1978 ; Didier et al., 1982).

Avant d'aborder l'étude du fractionnement des granodiorites à phénocristaux il est nécessaire de déterminer en détail les caractères géochimiques de la contamination qui a affecté ces magmas, afin de pouvoir juger des "perturbations" qu'elle a pu entraîner dans la composition des différentes roches.

12.3. Les processus de contamination.

L'étude pétrographique des granodiorites a mis en évidence une zonéographie au sein de certains massifs. Il est possible d'y distinguer :

- (1) des faciès contaminés (type C) au contact immédiat de la ceinture de roches vertes.
- (2) des faciès non contaminés (type A) éloignés des roches vertes.

Les massifs granodioritiques se sont mis en place préférentiellement à l'interface socle-ceinture de roches vertes, par conséquent, une grande partie d'entre eux a pu être contaminée. Dans le cas de petits plutons, la totalité de ceux-ci peut avoir subi ce phénomène (Ypykkävaara). Deux grands types de contamination ont été mis en évidence (§ 5.2), il s'agit :

- (1) d'une contamination par carbonatation
- (2) d'une contamination par assimilation des roches basiques et/ou ultrabasiques de la ceinture de roches vertes.

12.31) Contamination par carbonatation.

L'étude pétrographique (§ 5.2) a montré qu'il s'agissait d'un phénomène lié à la circulation d'une phase fluide riche en carbonates et provenant de réactions de décarbonatation au cours du métamorphisme des roches ultrabasiques de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi (Piquet, 1982). Ceci se traduit par la présence de carbonates disséminés dans la masse des granodiorites à phénocristaux. Des colorations sélectives effectuées sur ces carbonates ont permis de déterminer que dans tous les cas il s'agissait de calcite. L'adjonction de ce minéral induit des variations géochimiques au niveau du CaO et de la perte au feu (CO_2). La figure 12-7 synthétise ces modifications de composition. En ordonnée a été portée la perte au feu alors qu'en abscisse figure la quantité de CaO qui ne se trouve pas combinée à P_2O_5 dans l'apatite ou à Al_2O_3 et SiO_2 dans le plagioclase (CaO^*). Le calcul a été effectué en tenant compte des quantités d'apatite et d'anorthite normatives.

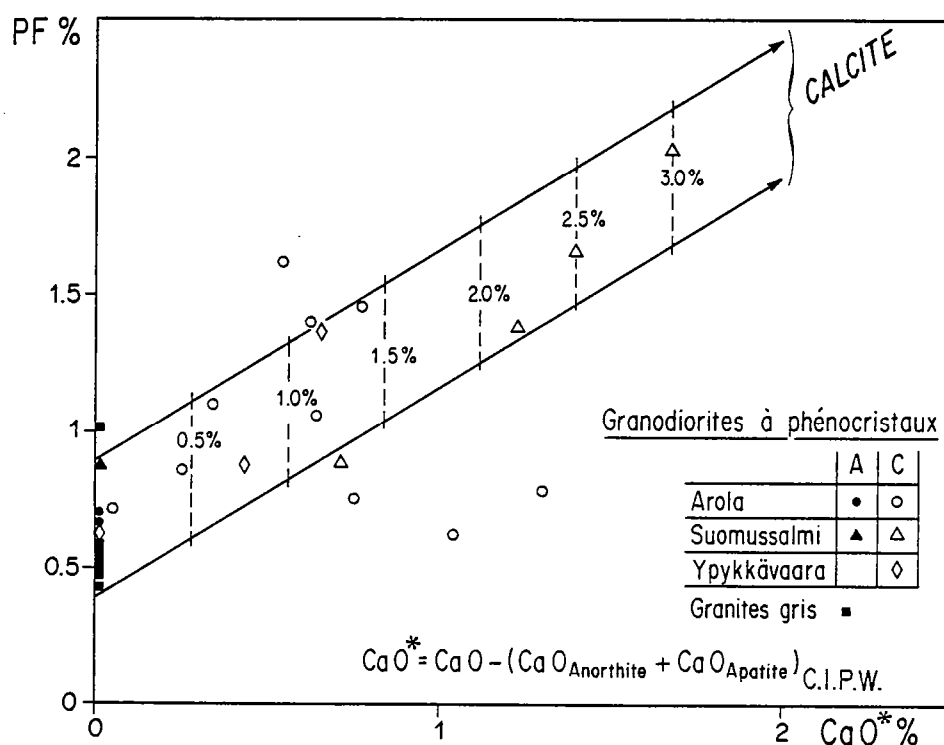


Fig. 12-7 : Diagramme Perte au feu = f (CaO^*) ou CaO^* représente la quantité de CaO qui ne se trouve pas combinée à P_2O_5 dans l'apatite ou à Al_2O_3 et SiO_2 dans le plagioclase. La teneur en CaO^* des granodiorites A est nulle, alors que les points représentatifs des granodiorites contaminées se répartissent entre les granodiorites A et le point représentant la calcite, attestant ainsi le rôle joué par ce minéral au cours de la contamination.

- (1) Les roches du groupe A (non contaminées) ne contiennent jamais de CaO^* , c'est à dire qu'elles sont dépourvues de diopside normatif. Leur perte au feu varie de 0,43% à 1% avec toutefois une forte concentration des teneurs entre 0,48% et 0,70% (87% des échantillons).
- (2) Mis à part un échantillon d'Ypykkävaara, toutes les granodiorites du groupe C ont des teneurs en CaO^* supérieures à 0 : toutes contiennent du diopside normatif. Leur perte au feu varie dans une large gamme (0,62% à 2,04%), qui en règle générale est supérieure à celle des granodiorites de type A.
- (3) Si l'on trace le domaine de composition des roches provenant de la contamination des granodiorites A ($\bar{x} \pm \sigma$) par des quantités variables de calcite, on s'aperçoit que la grande majorité des granodiorites du groupe C s'y retrouvent. Ceci confirme bien que la calcite est le seul agent de ce type de contamination.
- (4) A partir des teneurs en CaO^* et de la perte au feu, il est possible d'évaluer le taux de contamination des granodiorites du groupe C. Pour le massif d'Arola cette valeur moyenne est de 1,1%, elle est de 2,2% pour le massif de Suomussalmi et de 0,8% pour celui de Ypykkävaara. Ce taux de contamination est du même ordre de grandeur que le pourcentage volumique de calcite mesuré par comptage de points, et qui est de $1,9 \pm 1,2\%$ (tab. 5-1).

Cette rapide caractérisation géochimique, confirme bien le rôle de la calcite en tant qu'agent contaminant. Toutefois, les taux de contamination demeurant faibles (0,82 à 2,2% ce processus n'a qu'une influence négligeable sur les teneurs en éléments autres que CaO et CO_2 .

12.32) Contamination par assimilation.

La caractérisation géochimique des granodiorites à phénocristaux a montré que les roches contaminées se distinguaient des autres, non seulement par un excès de CaO et par une perte au feu élevée mais aussi par des différences qui ne sont pas liées à la carbonatation. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne les teneurs en MgO ; par exemple à Arola, les granodiorites de type A contiennent 1,06% de MgO alors que le groupe C en possède 1,99%. Les teneurs en Fe_2O_3^* ne variant pas significativement d'un groupe à l'autre, les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO}$ passent de 3,25 dans le groupe A à 1,73 dans le groupe C (tab. 12-1).

Les granodiorites contaminées forment des petits massifs en contact avec la ceinture de roches vertes. Cette position, ainsi que la présence systématique d'enclaves amphibolitiques dans les roches du groupe C, milite en faveur d'une contamination du magma granodioritique par les roches basiques de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

Plusieurs constituants de la ceinture de roches vertes ont pu contaminer les magmas granodioritiques :

- les volcanites de la série komatiitique
- les volcanites de la série tholéiitique
- les sédiments

L'intervention de ces derniers en temps qu'agents contaminants est très peu probable car leur composition chimique ($\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO} = 2,12$; $\text{TiO}_2 = 0,76$) est intermédiaire entre celle du groupe A et celle du groupe C.

La figure 12-8 sur laquelle les domaines de composition des tholéiites et des komatiites ont aussi été représentés, illustre le comportement de quelques éléments majeurs au cours de la contamination.

- (1) dans les trois graphes (a, b et c), les granodiorites de type A et C définissent deux lignées distinctes.

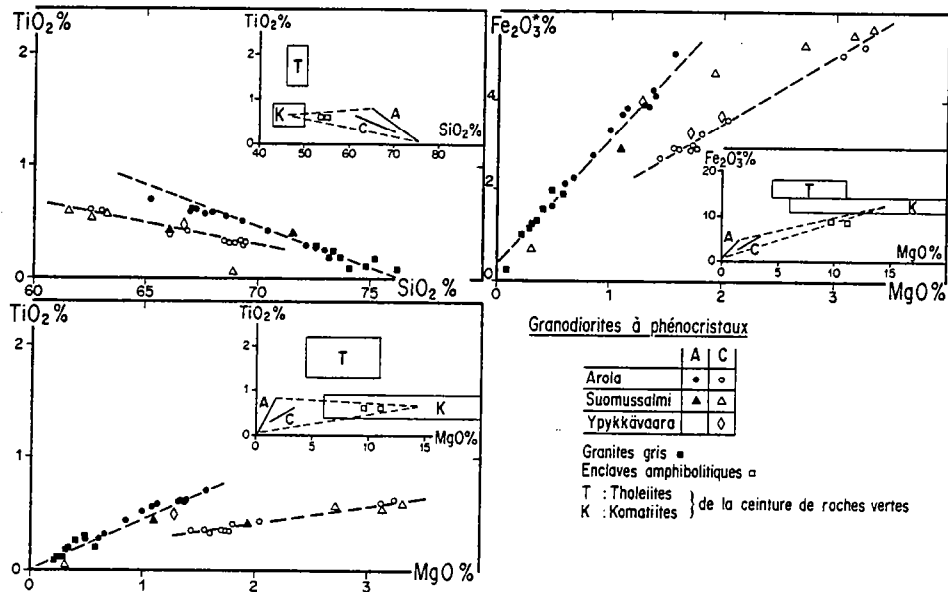


Fig. 12-8 : Diagrammes $TiO_2 = f(SiO_2)$; $Fe_2O_3^* = f(MgO)$ et $TiO_2 = f(MgO)$ montrant que les granodiorites A et C définissent des lignées évolutives distinctes. Le décalage entre la lignée A et la lignée contaminée se fait dans la direction du polygone représentatif des komatiites, montrant que l'agent contaminant est de nature komatiitique plutôt que tholéitique.

- (2) Les droites de différenciation ne sont pas parallèles, ce qui signifie que le phénomène d'assimilation a été précoce. En effet, si la contamination avait été tardive elle aurait dû être équivalente pour tous les termes de la série et entraîner une simple translation de la droite A en C avec conservation de la pente. Or ce n'est pas le cas. La contamination a donc eu lieu avant ou bien dès le début de la différenciation des magmas c'est à dire que l'assimilation s'est produite au niveau de la source et/ou au cours de la remontée des plutons.
- (3) Le décalage de la lignée C par rapport à la lignée A se fait toujours en direction des roches basiques de la ceinture de roches vertes. Les diagrammes $TiO_2 = f(SiO_2)$; $TiO_2 = f(MgO)$ et dans une moindre mesure $Fe_2O_3^* = f(MgO)$ séparent bien les tholéiites des komatiites. Il est alors très clair que ce sont les komatiites et non les tholéiites qui ont contaminé les magmas. Ceci est confirmé par le fait que les enclaves amphibolitiques (type 4 de Quérré, 1985) se placent, dans ces graphes, tout près du domaine des komatiites et sur une ligne joignant celui-ci aux granodiorites de type A et C.

La figure 12-9 reprend les mêmes données dans un diagramme triangulaire $Fe_2O_3^* - MgO - CaO$. Les tholéiites ont une composition (rapportée aux trois composants) intermédiaire entre celles des granodiorites de type A et C et très proche de celle de ces dernières, elles ne peuvent donc pas avoir été l'agent de contamination des magmas granodioritiques. Par contre, les komatiites sont beaucoup plus riches en magnésium et ont tout à fait pu faire évoluer le rapport $Fe_2O_3^*/MgO$ des granodiorites de 3,2 à 1,8. Enfin, on peut remarquer que les enclaves amphibolitiques se situent ici encore au voisinage immédiat du point représentant les komatiites.

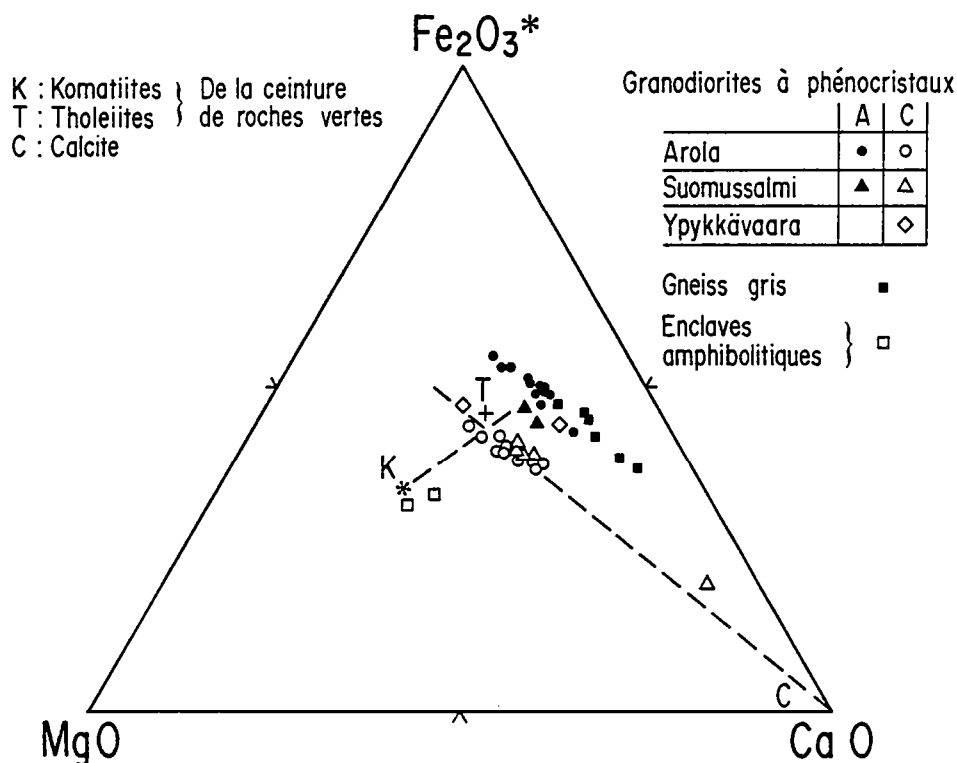


Fig. 12-9 : Triangle Fe_2O_3^* - MgO - CaO montrant que les tholéiites dont la position dans le diagramme est intermédiaire entre celle des granodiorites A et C (proche de C), ne peuvent en aucun cas être l'agent contaminant. Les komatiites peuvent par contre jouer ce rôle, ceci est confirmé par le fait que les deux enclaves basiques extraites des granodiorites se placent près de la composition moyenne des komatiites.

Le taux de contamination varie en fonction de l'agent contaminant, il est de 15% à 20% s'il s'agit de komatiites, et de 20% à 25% si ce sont les enclaves amphibolitiques.

L'analyse du comportement des éléments en traces conduit à la même conclusion. La figure 12-10 est un graphe $\text{Cr} = f(\text{Ni})$. Les granodiorites C sont notablement enrichies en ces deux éléments ($\text{Cr}_{(\text{C/A})} = 3,6$ et $\text{Ni}_{(\text{C/A})} = 3,6$) et elles se placent sur une ligne joignant les komatiites aux granodiorites du groupe A. Ici aussi les enclaves amphibolitiques se placent tout près du domaine des komatiites.

La même conclusion peut être tirée du graphe $\text{V} = f(\text{Zr})$ (Fig. 12-11). Le décalage entre les deux séries (A et C) se fait ici aussi en direction du domaine représentant les komatiites. Cependant, les enclaves amphibolitiques occupent une position intermédiaire équivoque, à la fois compatible avec une composition komatiitique et tholéiitique.

Les terres rares sont elles aussi sensibles à la contamination. La figure 12-12 reporte la somme des REE (ΣREE) en fonction de SiO_2 . Les deux lignées sont parallèles et ΣREE diminue au cours de la différenciation. Les granodiorites C sont, à SiO_2 égal, appauvries en REE par rapport à leurs homologues non contaminées. Ici encore le décalage des deux séries se fait dans la direction des komatiites.

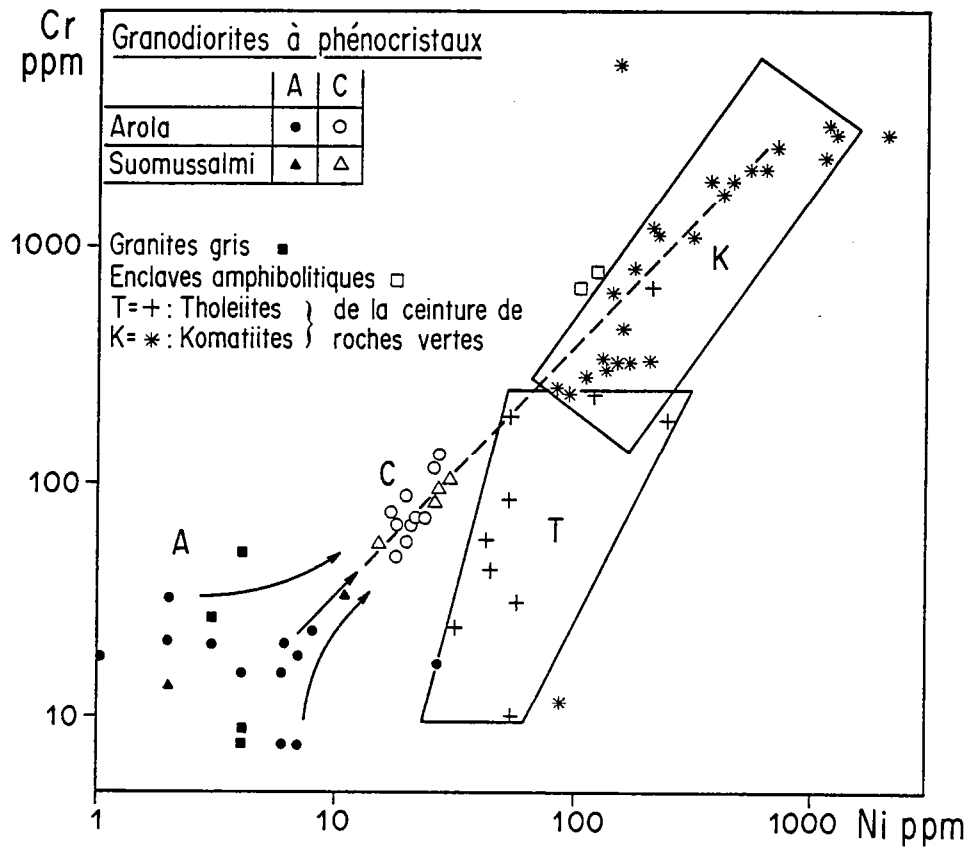


Fig. 12-10 : Diagramme $\text{Log (Cr)} = f(\text{Log (Ni)})$ mettant en évidence le rôle d'agent contaminant joué par les komatiites.

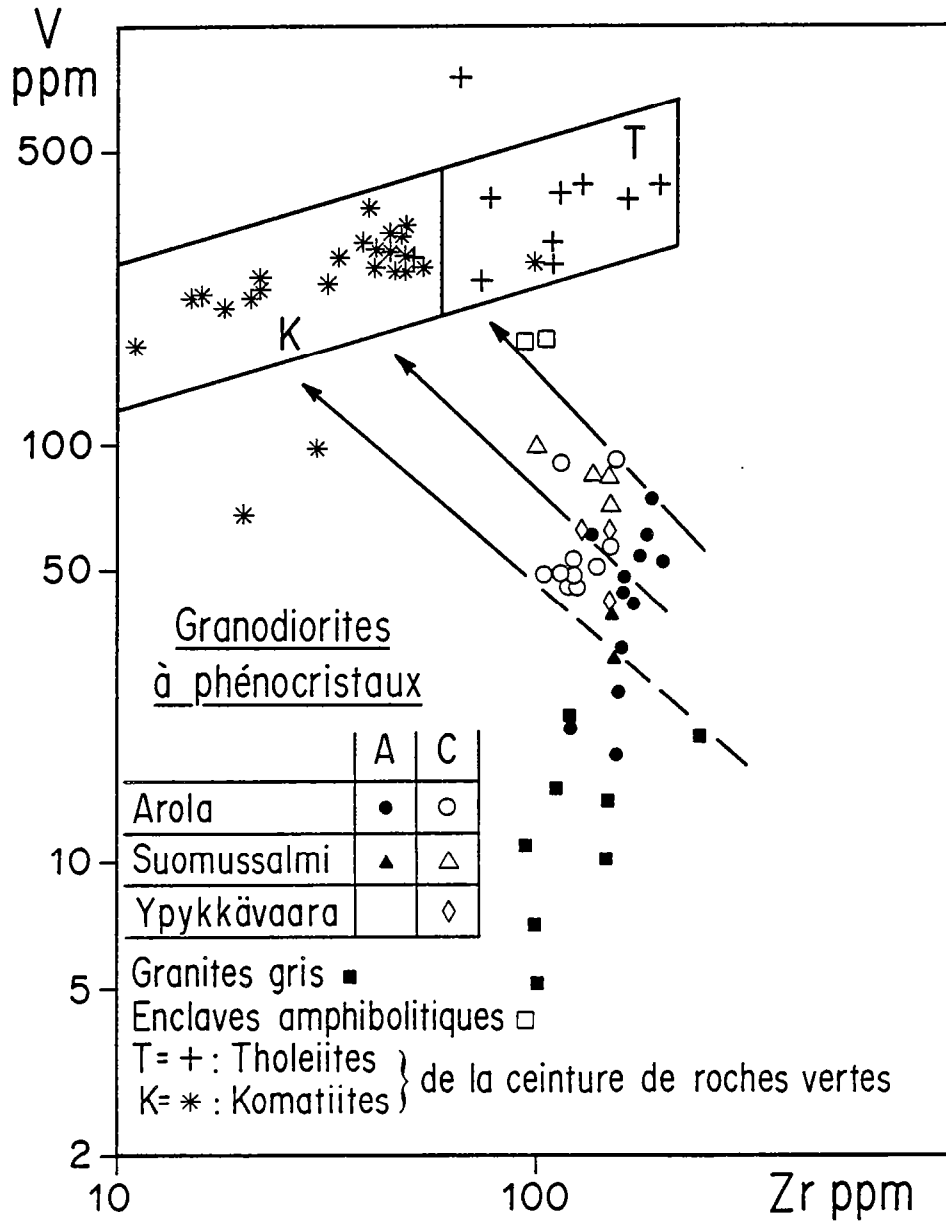


Fig. 12-11 : Diagramme $\text{Log}(V) = f(\text{Log}(Zr))$ montrant l'influence de l'assimilation de komatiites sur la composition des magmas granodioritiques.

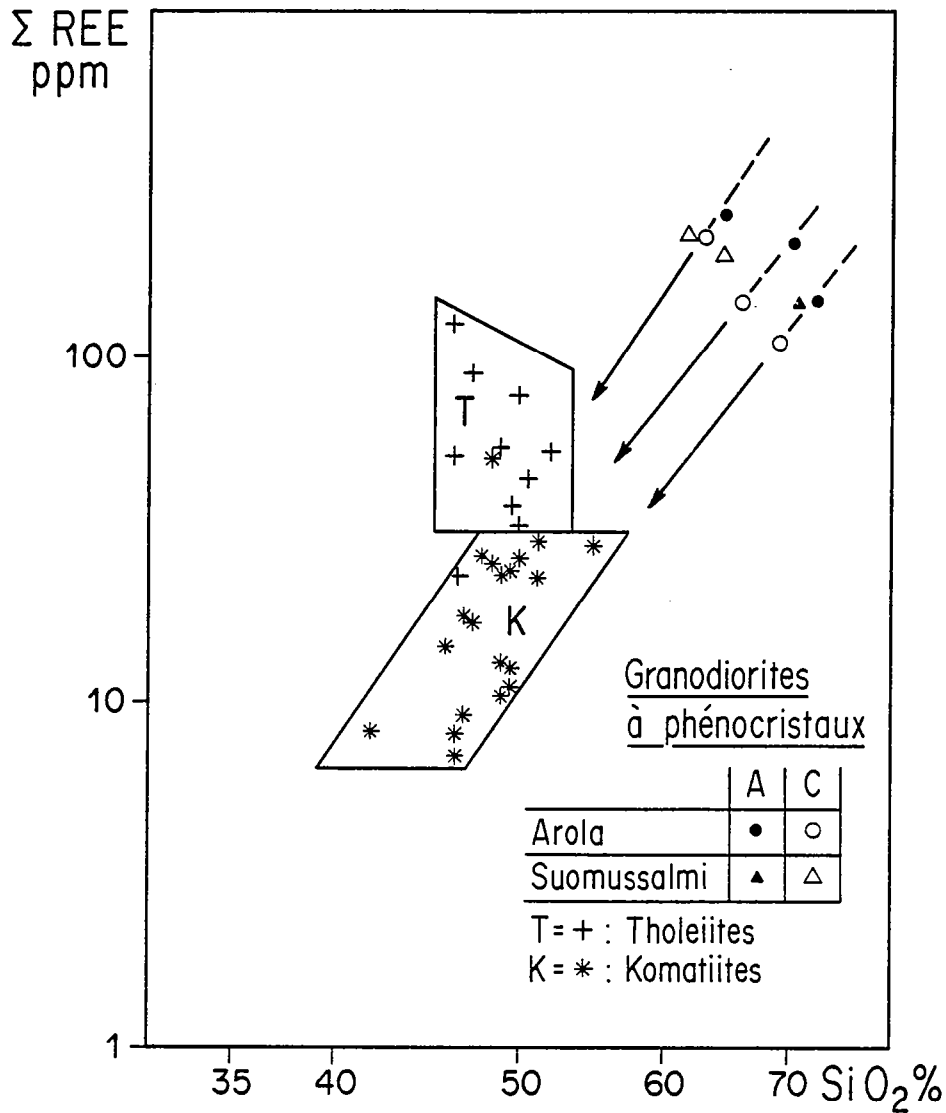


Fig. 12-12 : Diagramme Log (ΣREE) = f (Log (SiO_2)) montrant l'influence de l'assimilation de komatiites sur la composition des magmas granodioritiques.

Tous les éléments indiquent donc que la roche qui a joué le rôle de contaminant appartenait à la série komatiitique de la ceinture de roches vertes plutôt qu'à la série tholéiitique. Bien évidemment ceci n'exclut pas la possibilité d'une participation des tholéiites, mais alors ce processus est toujours resté mineur et négligeable. De plus, il semble que la contamination ait eu lieu de façon précoce, peut être même dans la zone source des magmas ou dès le début de leur ascension diapirique.

Dans le schéma proposé par Blais et al. (1977a, 1978), Bertrand et al. (1978) et Martin et al. (1984) la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi : (i) est constituée d'un empilement de différentes unités lithologiques, qui sont, de la base vers le sommet, des komatiites, des tholéiites, des sédiments, des volcanites acides et intermédiaires. (ii) forme une vaste synforme dans les gneiss gris du socle.

Les magmas granodioritiques ont été mis en place et peut être engendrés près du contact socle ceinture de roches vertes. Que l'agent contaminant ces magmas soit de nature komatiitique signifie que les roches de la ceinture de roches vertes en contact avec le socle granito gneissique étaient essentiellement d'affinité komatiitique. En conséquence, dans le cas d'une structure synforme, cela implique que la base de la pile volcanique soit bien de nature komatiitique. Ceci confirme de manière indirecte tout autant qu'inattendue la stratigraphie proposée par Blais et al. (1977a, 1978), Bertrand et al. (1978), Martin et al. (1984).

12.33) Influence de la contamination sur les I_{Sr} .

La mise en évidence d'une contamination des granodiorites à phénocristaux conduit logiquement à se demander quelle a été l'influence de ce processus sur le comportement des isotopes du Sr. En d'autres termes, la question est de savoir quelle confiance il faut accorder aux âges et aux I_{Sr} mesurés (§ 9).

La composition des différents contaminants a été figurée sur le graphe $Sr = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ (Fig. 12-13), il s'agit :

- (1) des komatiites de la ceinture de roches vertes. Leur teneur en Sr moyenne est de 80 ± 52 ppm (1 σ) et leur constitution isotopique a été évaluée par Jahn et al. (1981) comme étant comprise entre 0,7011 et 0,7017. Les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ de ces roches sont très faibles ($\sim 0,1$) ce qui fait qu'entre 2,65 Ga et 2,50 Ga, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des komatiites n'ont pas évolué de façon significative.
- (2) de la calcite en cristaux disséminés. La teneur en Sr de la calcite peut varier dans de grandes proportions du fait de la facilité avec laquelle Sr se substitue à Ca dans ce minéral. Par contre, une étude de Brooks et al. (1969) montre que les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ étaient faibles. Ces auteurs ont analysé de la calcite en cristaux disséminés dans les ceintures de roches vertes archéennes d'Ontario, du Québec et du Minnesota, ils ont ainsi montré que le $^{87}Sr/^{86}Sr$ des cristaux de calcite ne dépassait jamais 0,7030 et que la valeur moyenne était de l'ordre de 0,7020.

Les échantillons de granodiorites à phénocristaux contaminées possèdent des $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs à 0,720 alors que ceux des granodiorites de type A sont supérieurs à cette valeur. Ceci vient de ce que la contamination, quel qu'en soit l'agent, a appauvri les granodiorites en Rb, et par là même a entraîné une diminution des $^{87}Rb/^{86}Sr$. De plus les granodiorites de type A ont des teneurs en Sr (396 ppm) nettement inférieures à celles de leurs homologues contaminées (738 ppm). L'agent contaminant était donc plus riche en Sr que le magma parent des granodiorites. Les komatiites, dont les teneurs en Sr ne dépassent pas 200 ppm, n'ont pas pu jouer ce rôle. C'est donc la calcite qui a enrichi le magma en Sr, ce qui implique que ce minéral ait contenu des quantités non négligeables de strontianite (peut être même plus de 1%). Il faut toutefois noter que les deux types de contamination ont un effet opposé (Fig. 12-13). La calcite "tendant à enrichir la roche en Sr et les komatiites à l'appauvrir".

A 2,5 Ga les $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la calcite et des komatiites étaient faibles (respectivement, 0,7020 et 0,7015). Ils sont inférieurs à ceux mesurés sur les granodiorites à phénocristaux (de 0,703 à 0,705), ce qui a pour conséquence d'avoir abaissé le $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial du magma. -

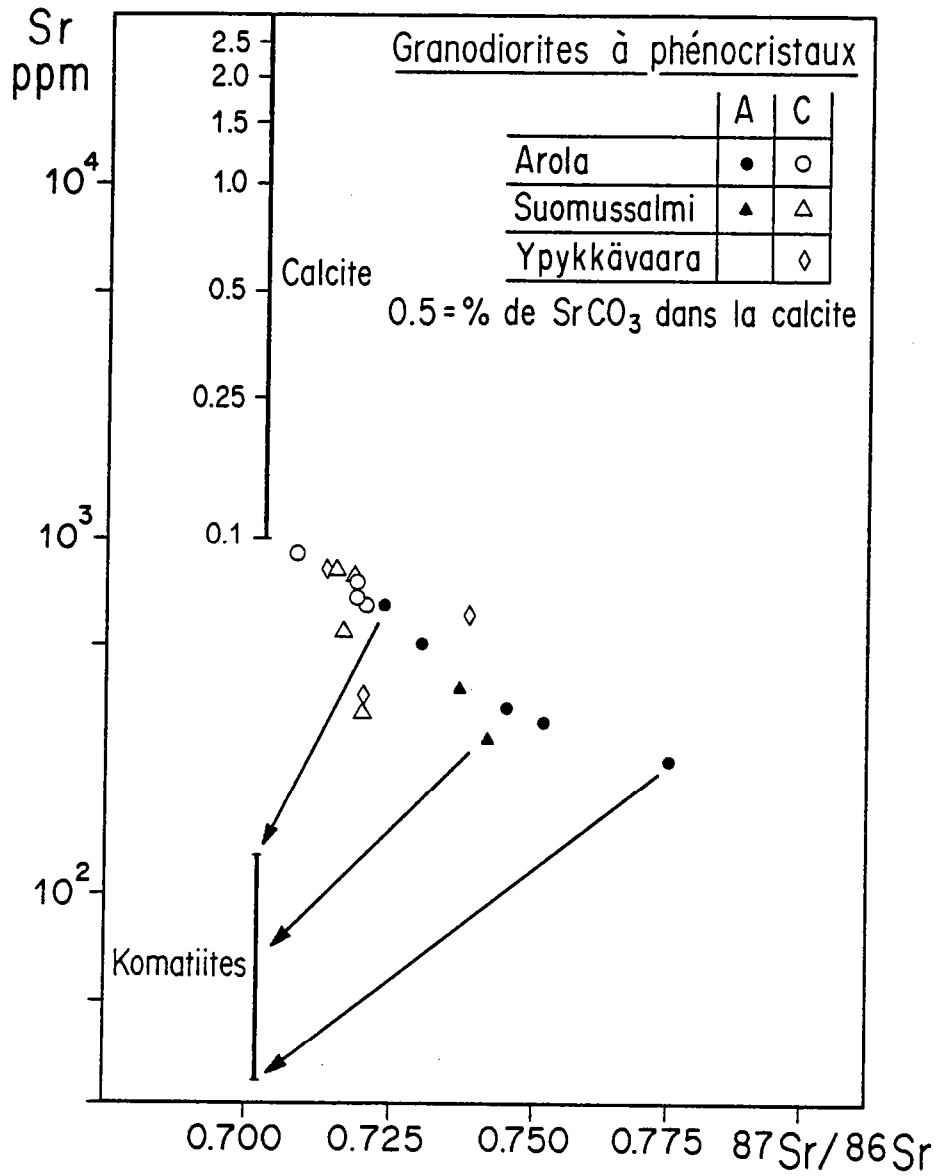


Fig. 12-13 : Diagramme $\text{Log}(\text{Sr}) = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ mettant en évidence l'influence de la contamination par carbonatation et par assimilation de komatiites, sur la valeur des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des granodiorites à phénocristaux.

Toutefois cette modification du I_{Sr} demeure de très faible amplitude. Par exemple pour un magma dont l'âge de cristallisation est 2,5 Ga et le I_{Sr} de 0,70400 avant contamination, i) l'adjonction de 2% de calcite ne modifie pas l'âge alors que le I_{Sr} devient 0,70396 ce qui représente une baisse du I_{Sr} de 0,006%, ii) l'assimilation de 15% de komatiites ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7015$) transforme l'âge en 2,505 Ga et le I_{Sr} en 0,70363 soit une baisse de 0,05%. Lorsque l'on recalcule l'âge et les I_{Sr} des granodiorites à phénocristaux d'Arola, en traitant indépendamment le type A et le type C on n'observe pas de modification significative de l'âge (les différences restent largement dans la gamme des erreurs analytiques). Les I_{Sr} quant à eux diffèrent légèrement ils sont de 0,7030 pour le type C et de 0,7037 pour le type A. Les granodiorites contaminées, ayant les $^{87}Sr/^{86}Sr$ les plus bas, contrôlent en grande partie la valeur du I_{Sr} finalement mesuré.

En guise de conclusion, il faut retenir que, la contamination, contemporaine de la genèse ou de la cristallisation du magma ne modifie pas de façon significative l'âge Rb-Sr mesuré, cependant elle tend à minorer les I_{Sr} , ceux qui ont été mesurés sur les granodiorites sont donc des valeurs minimales, les I_{Sr} des magmas non contaminés étant supérieurs à ces valeurs.

12.4. Les processus de fractionnement.

12.41) Les éléments majeurs.

12.411) Avant-Propos :

Il ressort de la discussion précédente que la contamination a pu jouer un rôle important et modifier la composition chimique du magma granodioritique. Une étude de la pétrogenèse de ces magmas doit s'affranchir des perturbations induites par ce processus; c'est la raison pour laquelle, seules les analyses de roches non contaminées seront désormais prises en compte. En fait, seul le massif d'Arola a été l'objet d'un échantillonnage détaillé systématique (seulement deux échantillons de Suomussalmi ne sont pas contaminés). L'étude du fractionnement géochimique ne portera donc que sur les granodiorites d'Arola (A) et sur les granites gris.

J'ai déjà, à propos du fractionnement des TTG, défini et discuté les raisons qui m'avaient amené à ne faire porter les calculs géochimiques que sur huit éléments majeurs (§ 10.3). Les conditions d'échantillonnage et d'analyse étant ici les mêmes, la présentation des calculs sera effectuée de la même manière et selon les mêmes critères.

12.412) Les diagrammes oxyde. = f (SiO_2) :

Tout comme pour les TTG, SiO_2 est l'élément qui, en valeur absolue, permet un étalement maximal des analyses. Il a donc été choisi afin de figurer en abscisse des diagrammes et pour mettre en évidence les lignées de différenciation (Fig. 12-14).

- (1) Les lignées de différenciation se caractérisent par un étalement relativement important des teneurs en SiO_2 (de 65,22% à 76,10%).
- (2) En règle générale les lignées de différenciation forment des droites sans courbure ni cassure. Les processus de fractionnement ont donc été simples, c'est à dire que la composition du solide qui a fractionné est restée relativement constante tout au cours de la différenciation. Il faut toutefois noter que, pour deux éléments (CaO et K_2O) dans les termes les plus acides ($SiO_2 > 73\%$), les granites gris affichent une évolution presque perpendiculaire à la lignée principale, attestant ainsi de modifications dans la minéralogie du solide qui a fractionné. Comme pour les TTG l'existence d'un changement de tendance évolutive permet d'affirmer que le processus de fractionnement est soit la cristallisation fractionnée, soit la fusion partielle (§ 10.312).

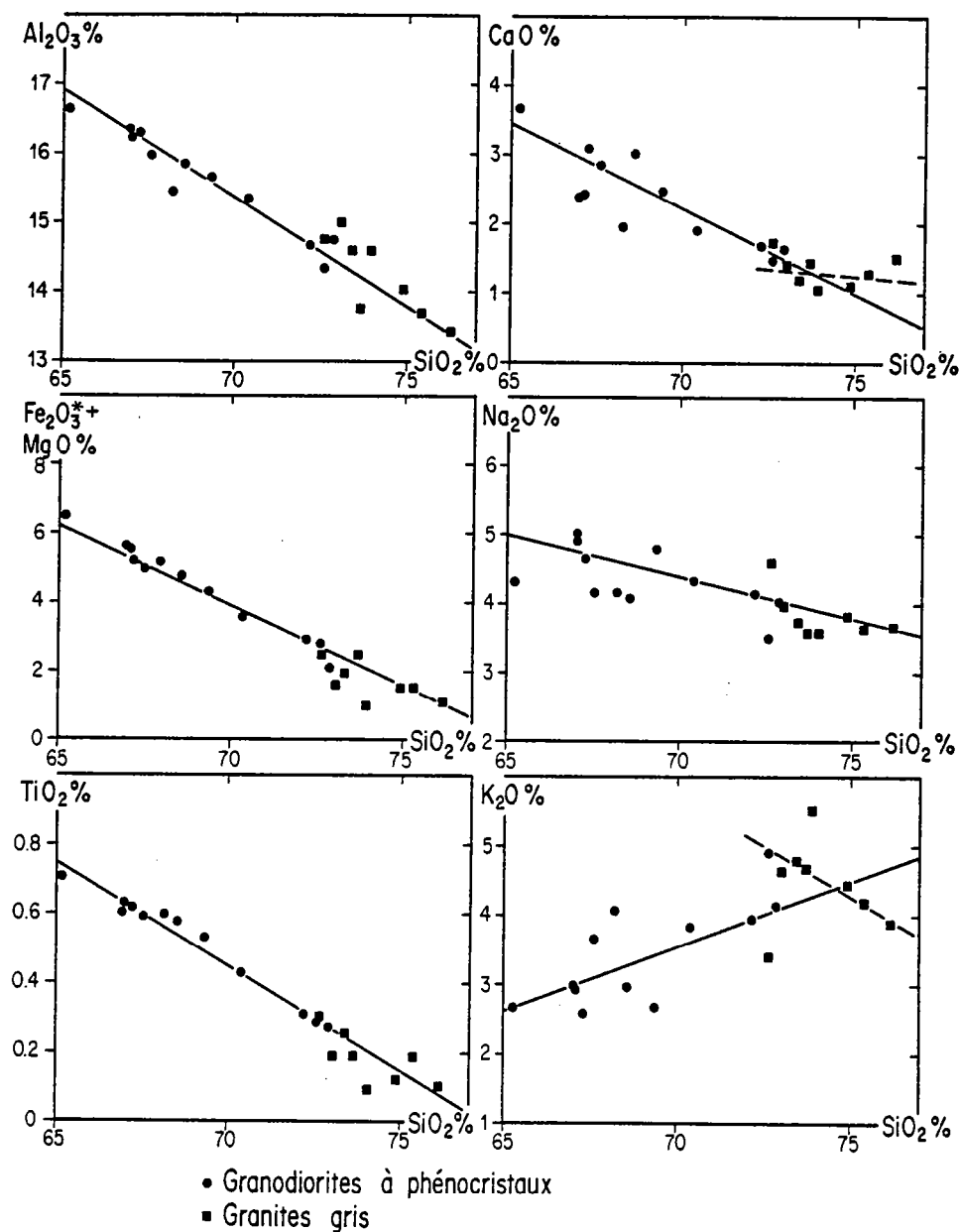


Fig. 12-14 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) pour les granodiorites à phénocristaux et pour les granites gris.

(3) Les corrélations sont toutes négatives, exception faite de K_2O et SiO_2 qui affichent une corrélation positive. En conséquence le solide qui a fractionné était :

- pauvre en SiO_2 et en K_2O
- riche en Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2

Comme pour les TTG, afin de rendre compte de ces particularités, on est amené à conclure qu'il :

- ne contenait pas ou peu de biotite et de feldspath potassique
- contenait de la hornblende et du plagioclase.

Au niveau des fortes teneurs en SiO_2 , K_2O et SiO_2 se corrèlent négativement et CaO reste constant, alors que les autres éléments ne changent pas de comportement. Tout se passe comme si des minéraux tels que la biotite et/ou le feldspath alcalin avaient alors, eux aussi, fractionné.

L'étude pétrographique a mis en évidence l'existence de minéraux zonés (feldspath alcalin, allanite, zircon). Quéré (1985) a décrit certains échantillons contenant de grandes quantités de hornblende et de biotite comme étant les produits du mélange d'un liquide avec un cumulat au cours d'un processus de cristallisation fractionnée. Ces caractères tendent à montrer que le phénomène de différenciation est la cristallisation fractionnée.

Toutefois, en l'absence d'autres arguments le seul moyen de trancher entre la cristallisation fractionnée et la fusion partielle consiste à se servir des éléments en traces. La figure 12-15 montre le caractère compatible de Co (a) et de V (b); Rb (c) dont la teneur augmente légèrement avec celle de SiO_2 est le seul élément qui affiche un comportement incompatible. Dans les graphes $\text{Log (Co)} = f(\text{Log (Rb)})$ (d) et $\text{Log (V)} = f(\text{Log (Rb)})$ (e) les granodiorites à phénocristaux et les granites gris définissent une lignée montrant sans aucune équivoque qu'elle est le résultat d'une cristallisation fractionnée.

12.413) La cristallisation fractionnée :

Le modèle mathématique utilisé ici sera le même que celui mis en oeuvre pour le calcul théorique de la cristallisation fractionnée des TTG. Le tableau 12-3 résume la composition des minéraux constituant le cumulat. Les figures 12-16 et 12-17 ainsi que le tableau 12-4, synthétisent les principaux résultats des calculs.

- (1) La composition calculée du cumulat s'accorde très bien avec les résultats analytiques obtenus à l'aide des régressions linéaires effectuées sur les analyses (tab. 12-4 et fig. 12-17); l'écart moyen entre les deux ($\bar{\Delta}$) n'est que de 2,3%. L'élément pour lequel l'ajustement est le moins bien réalisé est K_2O ($\Delta = 7,1\%$), ceci résulte de la relative dispersion des points qui entraîne une moins bonne définition de la droite de corrélation.
- (2) La composition modale du cumulat théorique confirme le rôle peu important joué par le fractionnement de la biotite, la hornblende et le plagioclase constituent quant à eux 90% du cumulat. L'ilménite et la magnétite sont aussi présentes en quantités faibles, ceci est en accord avec l'étude pétrographique qui en avait montré l'existence sous forme de cristaux automorphes ou sub-automorphes.
- (3) La figure 12-16 confirme bien sur ce résultat. Il est en particulier remarquable, que, exception faite des graphes $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ et $\text{TiO}_2 = f(\text{SiO}_2)$, le cumulat se place sur ou bien tout près du joint hornblende - plagioclase, attestant ainsi le rôle majeur joué par ces deux minéraux.
- (4) Le changement de tendance évolutive observé pour les fortes teneurs en SiO_2 est qualitativement compatible avec l'existence d'un cumulat dont le minéral ferro-magnésien dominant ne serait plus la hornblende mais la biotite.

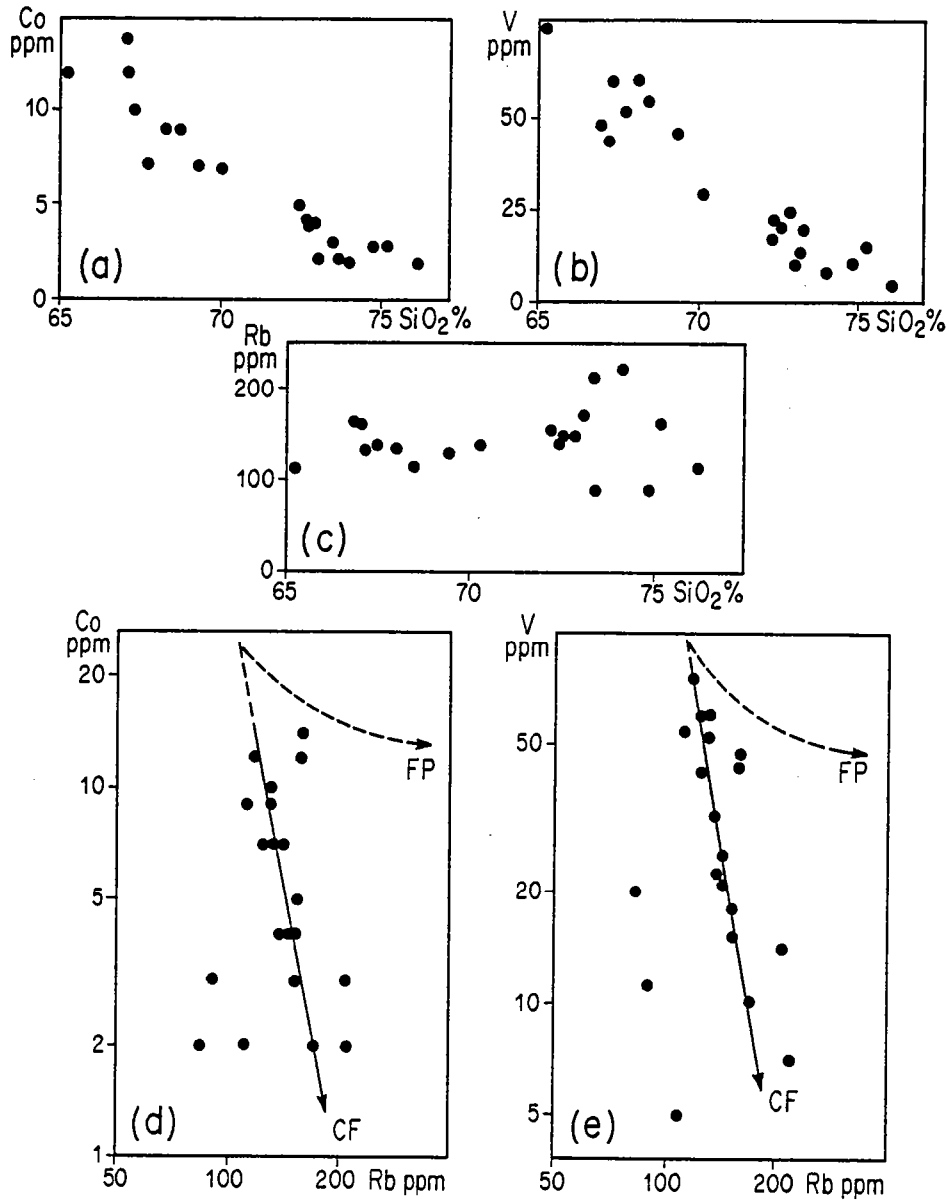


Fig. 12-15 : Diagramme $\text{Co} = f(\text{SiO}_2)$ (a), $\text{V} = f(\text{SiO}_2)$ (b) et $\text{Rb} = f(\text{SiO}_2)$ (c) montrant le caractère compatible de Co et de V et incompatible de Rb. Les graphes $\text{Log}(\text{Co}) = f(\text{Log}(\text{Rb}))$ (d) et $\text{Log}(\text{V}) = f(\text{Log}(\text{Rb}))$ (e) mettent en évidence le rôle joué par la cristallisation fractionnée (CF) au cours de la différenciation des granodiorites à phénocristaux et des granites gris. L'hypothèse de la fusion partielle (FP) doit être rejetée.

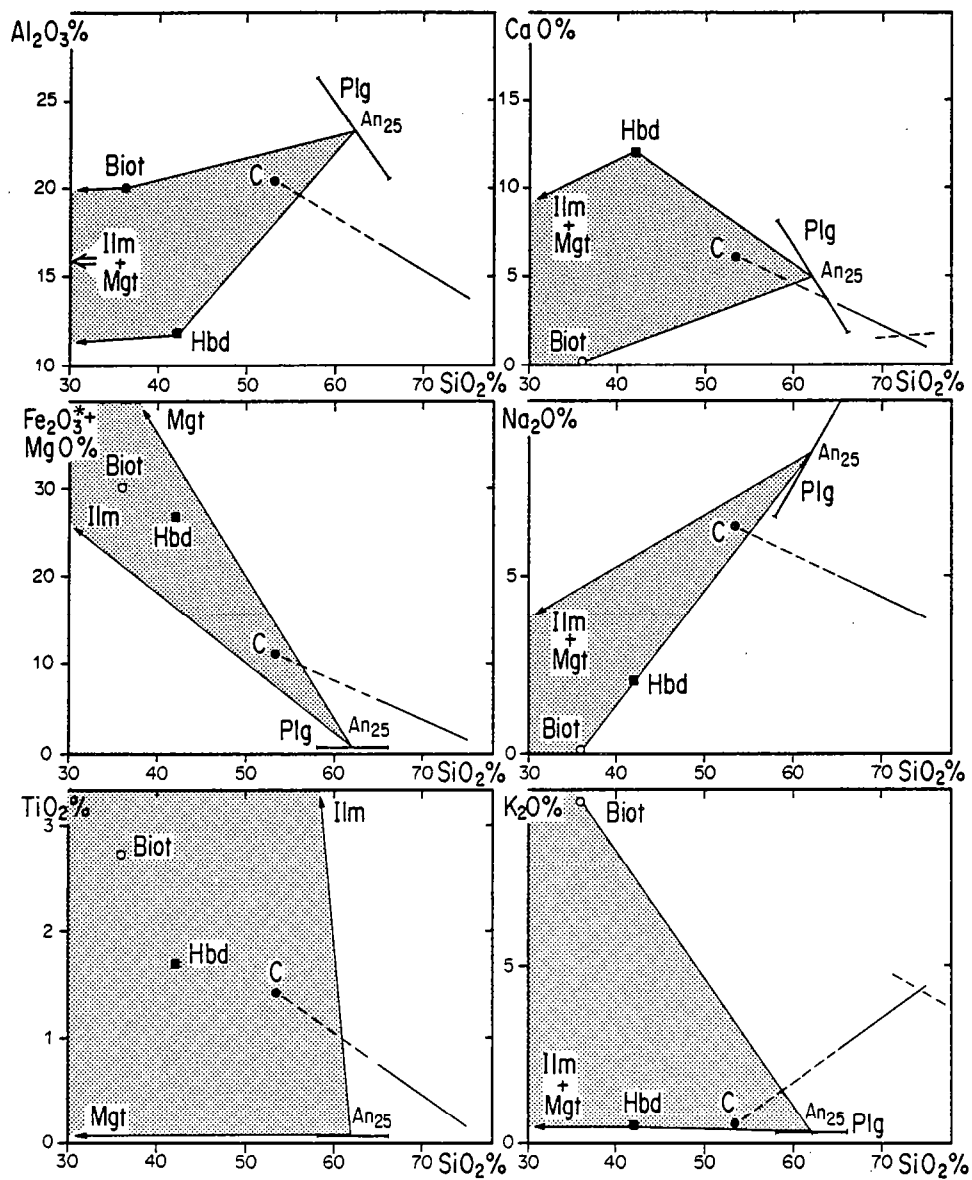


Fig. 12-16 : Diagrammes Oxyde = f (SiO_2) dans lesquels la composition des minéraux constituant le cumulat (c) a été figurée : Biot = biotite ; Hbd = hornblende Plg = Plagioclase ; Ilm = ilménite ; Mgt = magnétite. Le segment de droite représente la lignée de différenciation des granodiorites et des granites gris.

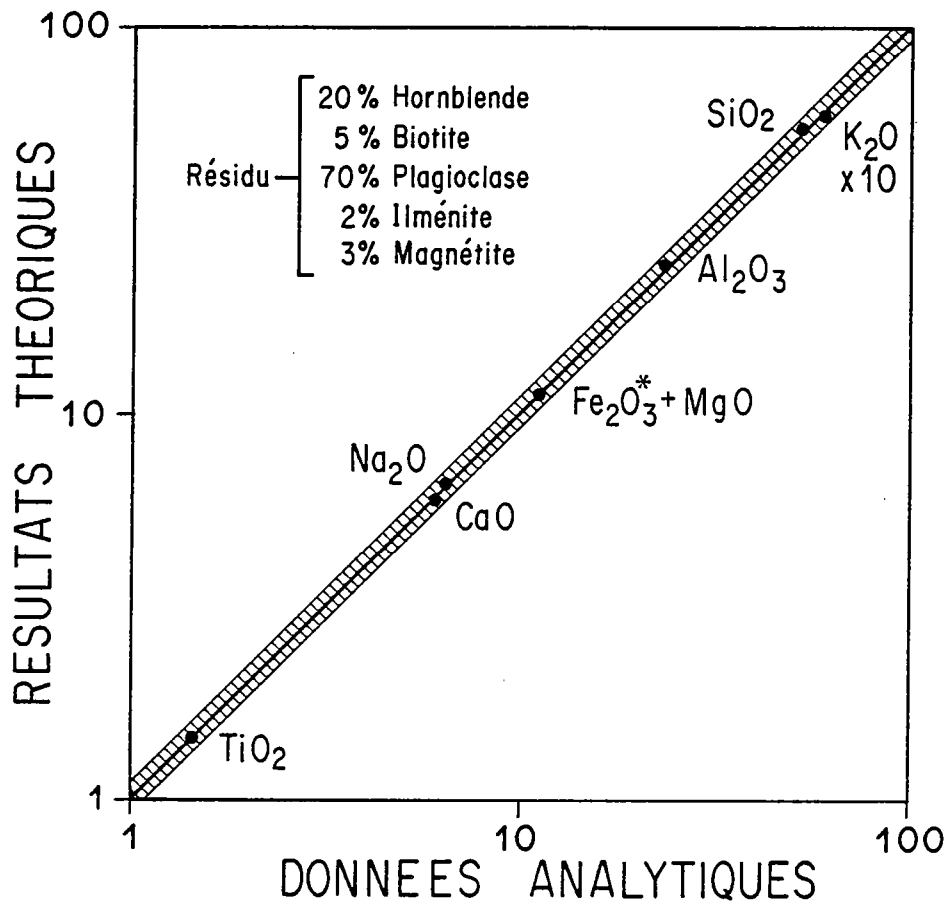


Fig. 12-17 : Diagramme log (résultat théorique) = f (log (donnée analytique)) montrant la bonne concordance entre les données analytiques et théoriques dans le cas de la cristallisation fractionnée des granodiorites à phénocristaux et des granites gris.

	Biotite	Hornblende	Plagioclase An ₂₅	Ilménite	Magnétite
SiO ₂	36,25	42,21	61,99	-	-
Al ₂ O ₃	20,17	13,51	23,77	-	-
Fe ₂ O ₃ *+MgO	30,50	27,19	0,23	50	100
CaO	0,04	12,21	4,97	-	-
Na ₂ O	0,36	2,01	8,54	-	-
K ₂ O	9,69	0,55	0,30	-	-
TiO ₂	2,73	1,63	-	50	-

Tab. 12-3 : Composition en éléments majeurs des minéraux utilisés pour le calcul du modèle mathématique (d'après Deer et al., 1963 pour le plagioclase, l'ilménite et la magnétite ; Arth et al., 1978, pour la biotite et la hornblende).

GRANODIORITE A PHENOCRISTAUX d'AROLA (A) et GRANITES GRIS			
	20 % Hornblende 5 % Biotite Cumulat 70 % Plagioclase 2 % Ilménite 3 % Magnétite		
	T	A	$\bar{\Delta} = 2,3 \%$
SiO ₂	53,65	53,65	0
Al ₂ O ₃	20,35	20,42	0,3
Fe ₂ O ₃ * + MgO	11,13	11,42	2,5
CaO	5,92	6,12	3,3
Na ₂ O	6,40	6,36	0,6
K ₂ O	0,60	0,56	7,1
TiO ₂	1,46	1,43	2,1
T : Valeur Théorique ; A : Donnée Analytique ; $\Delta = \left \frac{T - A}{A} \right \times 100$			

Tab. 12-4 : Tableau montrant les résultats des calculs théoriques de la cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des granodiorites à phénocristaux et des granites gris.

Un résultat quelque peu surprenant est que, en aucun cas le feldspath potassique n'a fractionné. Cela est particulièrement net dans le graphe $K_2O = f(SiO_2)$ où ces deux éléments se corrélaient positivement (Fig. 12-14). Or le feldspath potassique figure dans les granodiorites sous forme de phénocristaux zonés, contenant des inclusions de biotite, de quartz et quelquefois de plagioclase, pouvant même se disposer en auroles concentriques. Deux processus au moins peuvent expliquer ce "paradoxe".

- (1) Le feldspath potassique est apparu au liquidus et a cru pendant toute la durée de la cristallisation du magma granodioritique. Du fait de sa densité, voisine de celle du magma parent, il n'a pas été extrait et est resté en équilibre dans le liquide.
- (2) Le feldspath potassique s'est formé plus tardivement alors qu'une partie de la cristallisation de la hornblende et du plagioclase était déjà effectuée. Les travaux de Swanson (1977), sur les vitesses de cristallisation des tecto-silicates dans les magmas granodioritiques et granitiques, ont montré que cela était non seulement possible, mais sans doute très fréquent.

Dans un magma granodioritique, le plagioclase cristallise le premier, mais sa vitesse maximale de cristallisation est atteinte alors que la vitesse de nucléation est elle aussi maximale. Il en résulte de nombreux cristaux de plagioclase de taille moyenne. Le feldspath potassique cristallise ensuite mais il atteint sa vitesse maximale de cristallisation bien avant que sa vitesse de nucléation soit elle aussi maximale, ce qui se traduit par peu de cristaux mais de grande taille. Dans le cas d'un magma granitique, les feldspaths et le quartz ont leur maximum de croissance alors que leur vitesse maximale de nucléation est déjà atteinte, il en résulte une croissance identique de tous les minéraux, c'est à dire une texture équilibrée. Ce comportement pourrait rendre compte des différences de texture qui existent entre les granodiorites (porphyriques) et les granites gris (grenus). Enfin, Swanson (1977) démontre que l'acquisition d'une texture grenue porphyrique peut être extrêmement rapide.

Bien sur rien n'exclut la possibilité d'une combinaison des deux mécanismes (1) et (2). Quoiqu'il en soit un fait demeure : le feldspath potassique n'a pas fractionné ou bien si ce n'est pas le cas, la composition chimique du magma n'a pas enregistré son fractionnement. Tout comme pour les TTG le problème qui se pose maintenant est : quelle est la composition chimique du magma parent? Certains échantillons montrent en lame mince l'existence de minéraux cumulés (Quérré, 1985). Certes il ne s'agit pas d'un vrai cumulat mais plutôt d'un mélange entre le cumulat et le liquide, la séparation n'ayant pas été parfaite. Un tel processus est en effet classique car la viscosité des magmas granodioritiques et granitiques est importante et ne permet pas une bonne séparation du liquide et du cumulat (Mc Carthy et Groves, 1979 ; Bateman et Chappell, 1979 ; Lee et Christiansen, 1983 ; Graviou, 1984). La droite de différenciation que l'on observe dans les graphes oxyde = f(SiO_2) est en fait le résultat de deux processus linéaires superposés i) la cristallisation fractionnée ii) le mélange du liquide avec le cumulat. Dans une telle situation il est évidemment très difficile d'évaluer la composition chimique du magma parent. Deux approches différentes du problème peuvent être cependant tentées :

- (1) La première consiste à dire que tous les termes de la différenciation ont été échantillonnés de manière représentative, et que la composition du magma parent est alors celle de la moyenne des échantillons. Un tel calcul, effectué en pondérant les analyses par l'abondance relative des granodiorites à phénocristaux (90%) et des granites gris (10%) donne un magma parent contenant 69,48% de SiO_2 (Tab. 12-5).
- (2) La seconde consiste à rechercher une discontinuité dans la lignée de différenciation. Selon Lee et Van Loenen (1971) une telle discontinuité pétrographique et géochimique correspond à la composition du magma parent. La figure 12-18 représente un histogramme de fréquence des teneurs en SiO_2 des granodiorites et des granites gris. Etant donné que l'agencement des données en classes

est un phénomène discontinu, j'ai aussi figuré la courbe de fréquence lissée au premier degré. Il apparaît, dans les deux cas, que la population est bimodale avec une discontinuité pour $69\% < \text{SiO}_2 < 70\%$. La valeur ainsi évaluée est en parfaite concordance avec celle obtenue par la première méthode. (Tab. 12-5).

	Cumulat	Liquide Initial	Liquides obtenus par cristallisation fractionnée			Mélange de x % de cumulat avec le liquide obtenu par 20% de cristallisation fractionnée.			
	C	Lo	10%	20%	30%	10%	20%	30%	40%
SiO_2	53,65	69,48	71,24	73,44	76,26	71,46	69,48	67,50	65,52
Al_2O_3	20,42	15,48	14,93	14,25	13,36	14,86	15,48	16,10	16,72
Fe_2O_3^* + MgO	11,42	4,21	3,41	2,41	1,12	3,31	4,21	5,11	6,01
CaO	6,12	2,38	1,96	1,45	0,78	1,92	2,38	2,85	3,32
Na_2O	6,36	4,39	4,17	3,90	3,55	4,14	4,39	4,64	4,88
K_2O	0,56	3,44	3,88	4,44	5,15	3,94	3,44	2,94	2,44
TiO_2	1,43	0,48	0,37	0,24	0,07	0,36	0,48	0,60	0,72

Tab. 12-5 : Composition théorique du magma parent (Lo) des granodiorites à phénocristaux et des granites gris. Les compositions des liquides obtenus par cristallisation fractionnée ont aussi été reportées ainsi que celles provenant du mélange de ces liquides avec le cumulat (C).

Bien sur il sera toujours possible de discuter la composition du magma parent à ± 2 ou 3% de SiO_2 près; mais quelque soit la valeur retenue dans cette gamme, les grandes lignes du processus demeureront inchangées, seules les modalités de détail pourront subir quelques modifications.

Le tableau 12-5 donne aussi les compositions des magmas issus de la cristallisation fractionnée du magma parent, ainsi que celle des produits de mélange de ces liquides avec la phase cristallisée. Le graphe 12-18 montre que les 2 fréquences maximales correspondent à des teneurs de SiO_2 de 67-68% pour la première et de 73% pour la seconde. Ceci indique que la majorité des liquides magmatiques a une teneur en SiO_2 voisine de 73% et que donc ils proviennent d'à peu près 20% de cristallisation fractionnée (tab. 12-5). Le mélange cumulat + magma le plus fréquemment réalisé possède des teneurs en SiO_2 de l'ordre de 67%-68%, le tableau 12-5 indique que ces roches sont constituées de 30% de cumulat et de 70% de liquide (67,50% de SiO_2).

Enfin, il faut remarquer que l'échantillon le moins différencié (G 195) provient, selon ce modèle, d'un mélange de 40% de cumulat avec 60% de liquide. Un rapide calcul indique que pour 20% de cristallisation fractionnée et un mélange cumulat-liquide dans des proportions 30/70 les proportions de roches doivent être les suivantes :

Liquides = 33 %

Mélange = 67 %

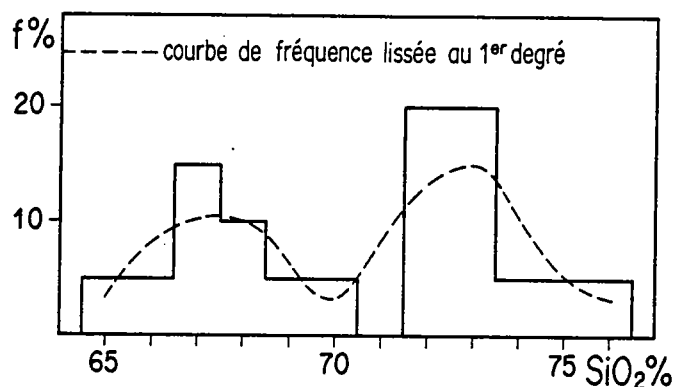


Fig. 12-18 : Histogramme de fréquence des teneurs en SiO_2 des granodiorites à phénocristaux et des granites gris. La population est nettement bimodale avec une discontinuité pour $69\% < \text{SiO}_2 < 70\%$.

L'ordre de grandeur de ces paramètres est en parfait accord avec les données de terrain.

12.42) Les Terres Rares.

12.421) Les spectres de REE:

Trois analyses de REE ont été effectuées sur les granodiorites à phénocristaux non contaminées d'Arola et seulement une sur celle de Suomussalmi (Annexe IV) (Fig.12-19).

Les trois spectres d'Arola sont parallèles et la somme des REE (ΣREE) diminue régulièrement au cours de la différenciation (SiO_2 croissant). ΣREE va de 241 ppm pour $\text{SiO}_2 = 65,22\%$ à 146 ppm pour $\text{SiO}_2 = 72,62\%$. Le fractionnement des spectres est important ($(\text{La/Yb})_N = 25,8$ à $42,4$) sans toutefois atteindre les valeurs $(\text{La/Yb})_N$ très élevés des TTG. Le fractionnement des LREE ($(\text{La/Sm})_N = 5,5$ à $7,7$) est plus fort que celui des HREE ($(\text{Gd/Yb})_N = 2,2$ à $2,7$). Exception faite de G 195 les anomalies en Eu sont faibles et toujours négatives ($\text{Eu/Eu}^* = 0,66 ; 0,84$ et $0,91$).

Le spectre de la granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi est parallèle aux autres spectres, il est en particulier très semblable au spectre G 149. Cette similitude est renforcée par le fait que les 2 roches ont aussi des teneurs en SiO_2 voisines. Pour cette roche, Dy et Er ont été analysés. La partie HREE du spectre est alors légèrement concave. Cette forme, compatible avec la présence de hornblende dans le cumulat, n'est pas visible dans les granodiorites d'Arola tout simplement parce qu'aucun élément n'a été dosé entre Tb et Yb.

12.422) Le modèle de cristallisation fractionnée :

Le tableau 12-6 présente les coefficients de partage ($K^{\alpha/\text{Liq}}$) utilisés dans le calcul des modèles; il s'agit des mêmes valeurs que celles qui ont servi pour les TTG. La teneur en REE du magma parent (Lo) a été déterminée de la même manière que sa composition en éléments majeurs : en faisant la moyenne des analyses. Le spectre moyen ainsi obtenu est très voisin de celui de l'échantillon G 148 dont la teneur en éléments majeurs était elle aussi très proche de celle du magma parent. Cette technique d'évaluation et de calcul de la composition du magma parent donne un résultat cohérent tant au niveau des éléments majeurs que des REE.

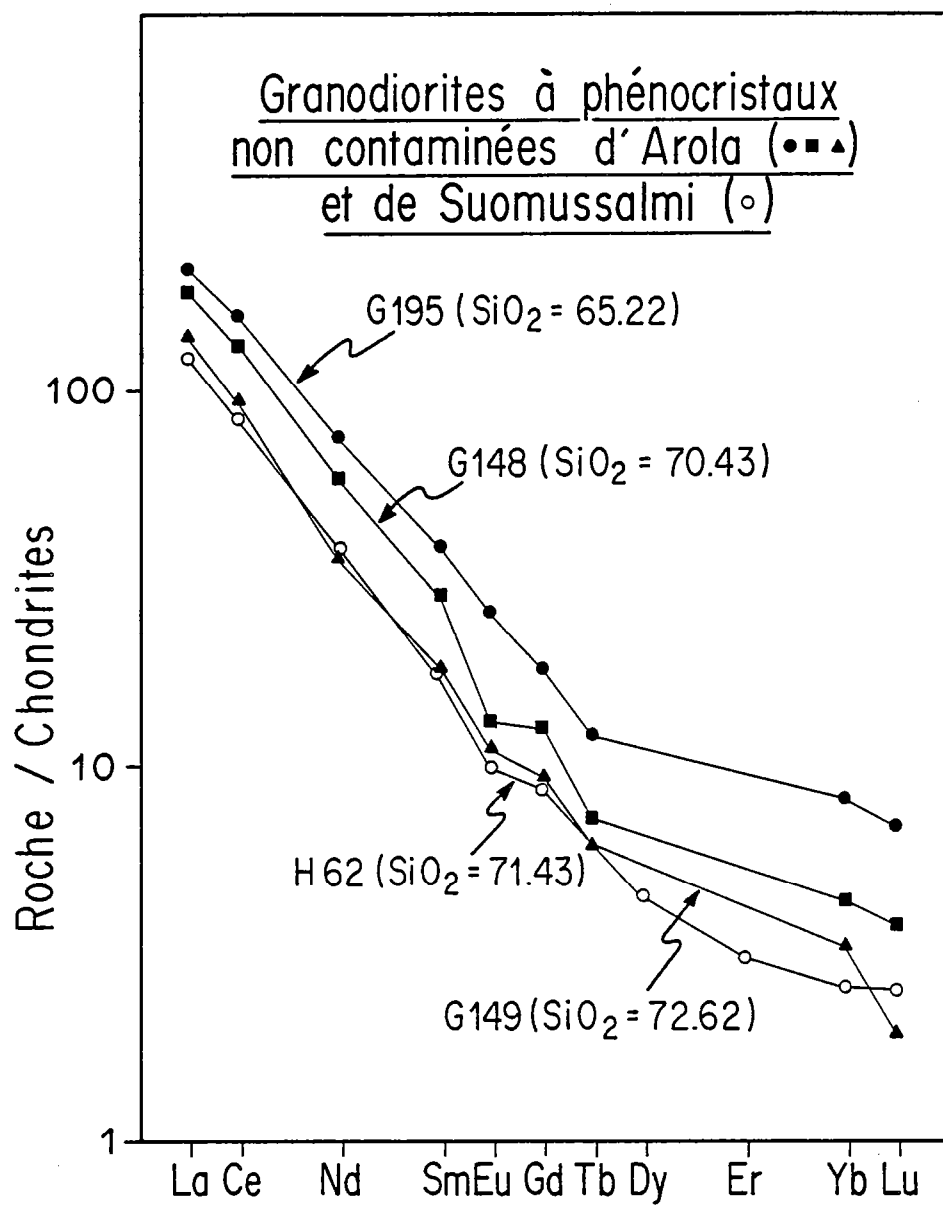


Fig. 12-19 : Spectres de Terres Rares des granodiorites à phénocristaux non contaminées d'Arola et de Suomussalmi.

	Magma Parent	Coefficients de Partage						
	Lo	Plagioclase	Hornblende	Biotite	Ilménite	Magnétite	Allanite	Zircon
La	174	0,4	0,74	0,34	0,005	0,22	960	2,00
Ce	125	0,27	1,52	0,32	0,006	0,26	940	2,64
Nd	55	0,21	4,26	0,29	0,0075	0,30	750	2,20
Sm	28	0,13	7,77	0,26	0,010	0,35	620	3,14
Eu	16,4	2,15	5,14	0,24	0,007	0,26	56	3,14
Gd	12,8	0,097	10,0	0,28	0,017	0,32	440	12,0
Tb	8,3	0,090	11,0	0,29	0,021	0,28	270	29,0
Yb	5,2	0,046	8,40	0,44	0,075	0,18	54	270

Tab. 12-6 : Composition du magma parent (Lo) en REE (teneurs normalisées) et valeur des coefficients de partage $K_{REE}^{\alpha/Liq}$, utilisés pour le calcul du modèle de cristallisation fractionnée.

Lorsque le modèle de cristallisation fractionnée est calculé en utilisant un cumulat dont la composition modale est celle obtenue à l'aide des éléments majeurs seuls, les prévisions théoriques ne permettent absolument pas d'expliquer les résultats analytiques (Fig. 12-20). En effet, les D_{La} et D_{Ce} sont inférieurs à 1; au cours de la cristallisation, le liquide doit alors s'enrichir en ces éléments, or on constate au contraire que dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola, le liquide s'appauvrit en La et Ce au cours de la différenciation. De plus, le modèle prédit que les spectres doivent se croiser, or les spectres des granodiorites sont parallèles. Cette situation est analogue à celle rencontrée avec les gneiss gris de Naavala et de Kuusamonkyla où il avait été possible de mettre en évidence le rôle essentiel joué par les minéraux "accessoires".

Les granodiorites à phénocristaux contiennent des cristaux zonés d'allanite et de zircon ; ces minéraux ont donc participé à la cristallisation fractionnée. La présence d'une très petite quantité d'allanite et/ou de zircon dans le cumulat sera sans aucune influence sur sa composition en éléments majeurs; par contre, du fait de leurs $K_{REE}^{\alpha/Liq}$ très élevés, elle va faire croître les valeurs de D de telle sorte que celui-ci soit supérieur à 1. La figure 12-21 synthétise les résultats théoriques de la cristallisation fractionnée du magma parent dans le cas où le cumulat contient 0,4% de zircon et 0,15% d'allanite. Ces valeurs, qui permettent un bon ajustement de la théorie à la réalité analytique, sont tout à fait réalistes, tant du point de vue géologique que pétrogénétique.

Il est alors très clair que la cristallisation d'un tel cumulat permet d'expliquer les spectres de REE des roches les plus différenciées tels que G 149. En partant de Lo le taux de cristallisation fractionnée (1-F) nécessaire pour aboutir au spectre de G 149 est voisin de 20%, c'est à dire identique à celui prédit par les éléments majeurs (Tab. 12-5). La figure 12-21 représente aussi le spectre du cumulat en équilibre avec un liquide produit par 20% de cristallisation fractionnée. Lorsque celui-ci se trouve mélangé au liquide magmatique la somme des REE du mélange va augmenter mais les spectres resteront parallèles les uns aux autres. Le spectre limite figuré sur le graphe correspond à un mélange de 40% de cumulat et de 60% de liquide.

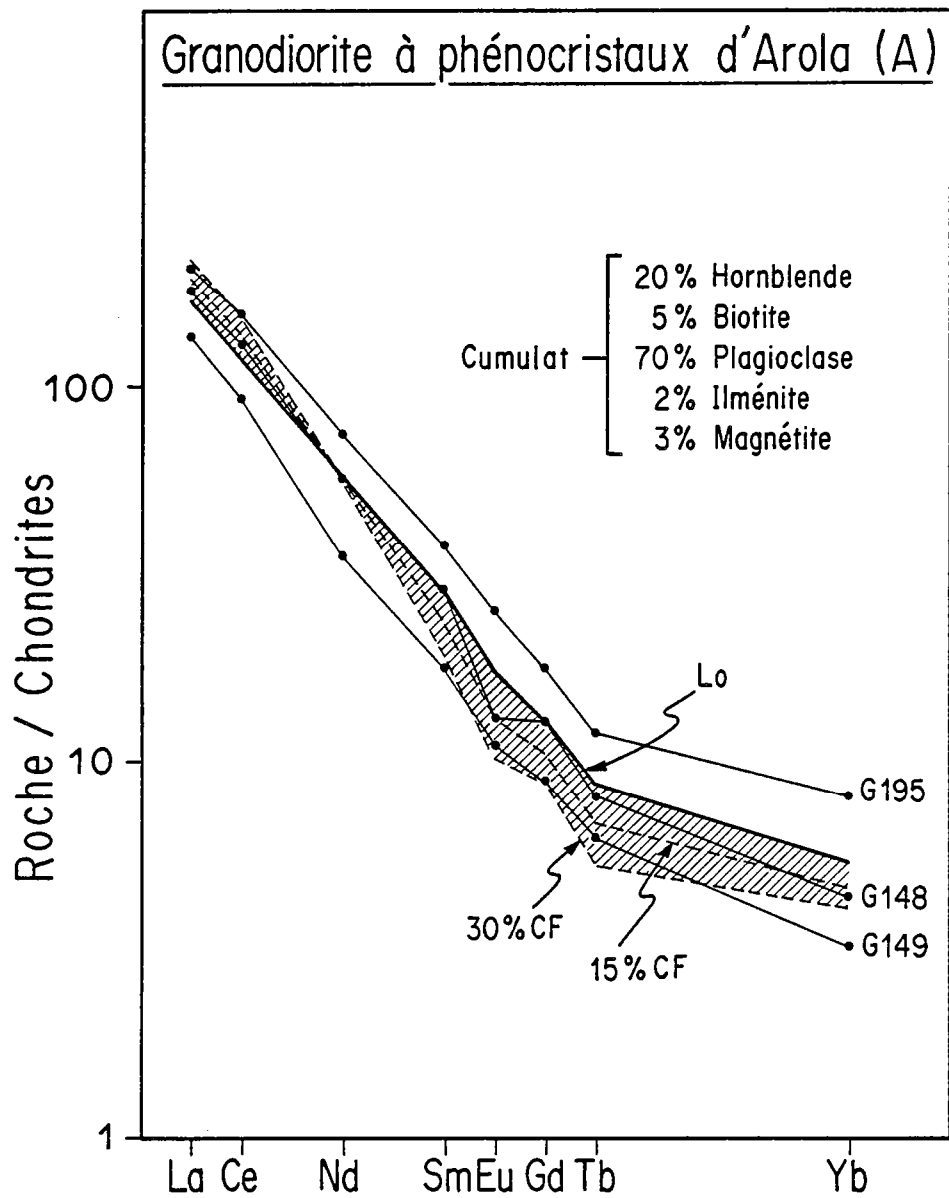


Fig. 12-20 : Comparaison des spectres de REE des granodiorites à phénocristaux avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée (en hachures). La composition du cumulat est celle établie à l'aide des éléments majeurs. Il y a divergence entre la réalité et les prédictions théoriques.

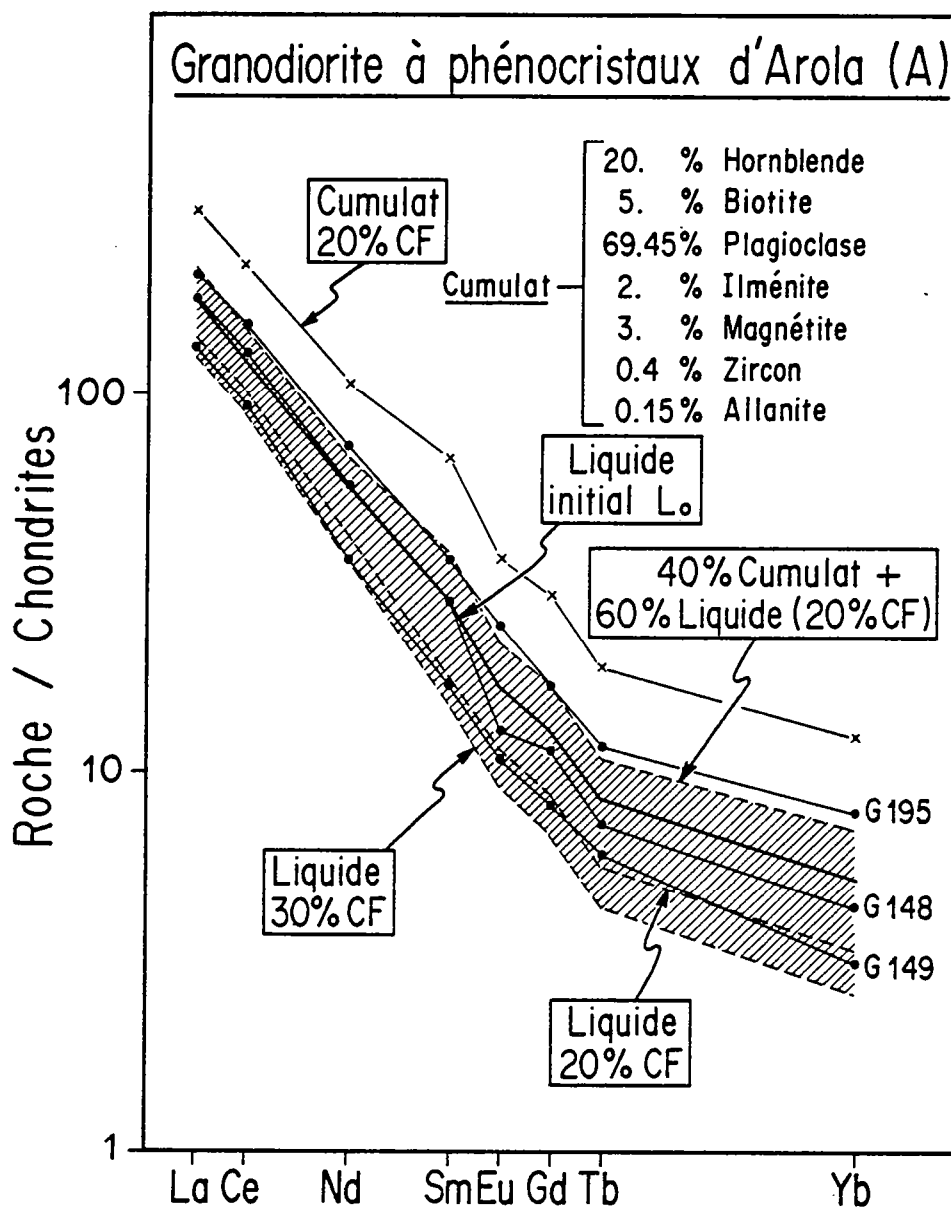


Fig. 12-21 : Comparaison des spectres de REE des granodiorites à phénocristaux avec les résultats du calcul théorique de cristallisation fractionnée dans le cas où le cumulat n'est pas totalement extrait du liquide magmatique (en hachures). La composition du cumulat est la même que celle calculée à l'aide des éléments majeurs mais contient aussi du zircon et de l'allanite. Il y a une excellente concordance entre la réalité et les prédictions théoriques.

Comme le prévoyaient les éléments majeurs, la composition de ce mélange est très voisine de celle de l'échantillon G 195. La concordance des résultats obtenus indépendamment à l'aide des éléments majeurs et des REE est excellente et valide par la même le modèle théorique.

12.43) Les autres éléments en traces.

En règle générale ces éléments ne permettent pas de fixer de contrainte supplémentaire au système, mais ils ne contredisent jamais le modèle élaboré précédemment. Ceci peut être illustré par le graphe $V = f(Rb)$ (Fig. 12-22). Les coefficients de partage $K^{a/Liq}$ sont reportés dans le tableau 12-7. L'ajustement du modèle théorique aux analyses de granodiorites et de granites est de bonne qualité pour la cristallisation fractionnée alors qu'il est plus médiocre en ce qui concerne le mélange. Les écarts parfois observés sont très probablement dûs, en grande partie, au fait que les coefficients de partage de ces éléments ne sont pas connus avec une précision suffisante. C'est très probablement le cas du Zr dans le zircon. Le mode de fractionnement de Zr dans les granodiorites n'est compatible qu'avec un cumulat contenant moins de 0,2% de zircon. Le modèle calculé avec les REE prédisait 0,4% de ce minéral. Quoiqu'il en soit, ces deux valeurs sont du même ordre de grandeur et ne se contredisent pas.

	Magma Initial	Coefficients de Partage					
	Lo	Plagioclase	Hornblende	Biotite	Ilménite	Magnétite	Allanite
Rb	135	0,04	0,014	3,50	-	-	-
Sr	385	4,4	0,022	0,05	-	-	-
V	40	0,1	10	25	8,3	8,6	30

Tab. 12-7 : Composition du liquide initial et valeur des coefficients de partage utilisés pour le calcul des modèles de cristallisation fractionnée.

Le graphe $Rb = f(Sr)$ (Fig. 12-23) mène à une conclusion identique. Toutefois quelques points représentant des granites gris sont appauvris en Rb et s'éloignent de la lignée de différenciation principale. Sur le diagramme j'ai aussi figuré, à partir des termes les plus différenciés de la série, la tendance évolutive induite par la cristallisation de biotite seule. Il est net que ce processus peut rendre compte de la composition des granites gris appauvris en Rb. Un tel résultat, non démonstratif à lui seul, corrobore la conclusion (qualitative) obtenue à partir des diagrammes oxyde = $f(SiO_2)$, à savoir que, en fin de cristallisation c'est la biotite qui a été le principal constituant du cumulat.

12.44) Conclusion.

En guise de conclusion provisoire, je désirerais seulement faire ressortir les points suivants :

- (1) L'accord entre les données analytiques et les modèles théoriques calculés indépendamment à l'aide des éléments majeurs et en traces est excellent. Le modèle peut donc être considéré comme valable.

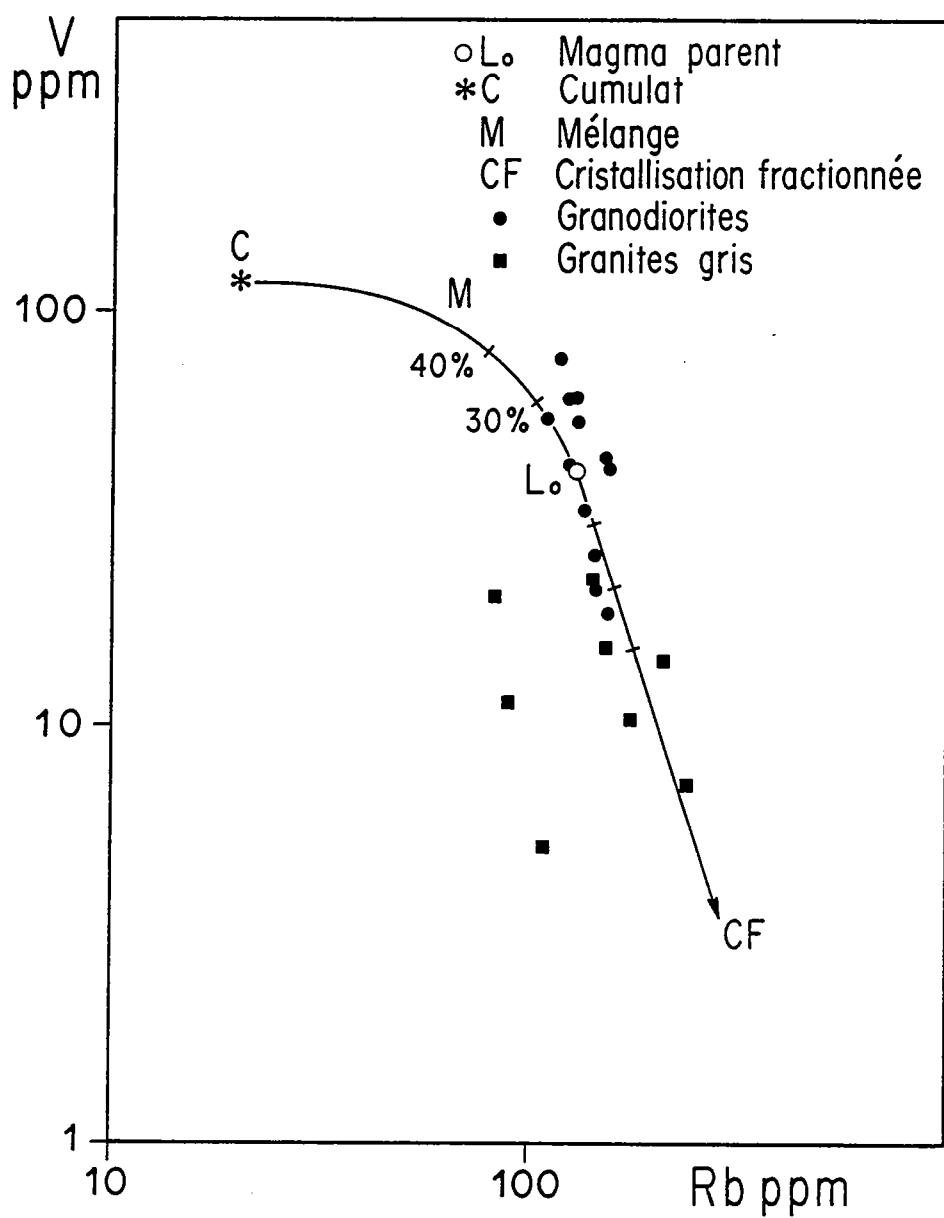


Fig. 12-22 : Diagramme $\text{Log } (V) = f (\text{Log } (Rb))$ dans lequel ont été reportés les points représentatifs des granodiorites à phénocristaux d'Arola et des granites gris. Les courbes représentent : (CF), l'évolution de la composition des liquides magmatiques par cristallisation fractionnée du cumulat (C) à partir du magma parent L_o ; (M) la composition du mélange de ces liquides avec le cumulat.

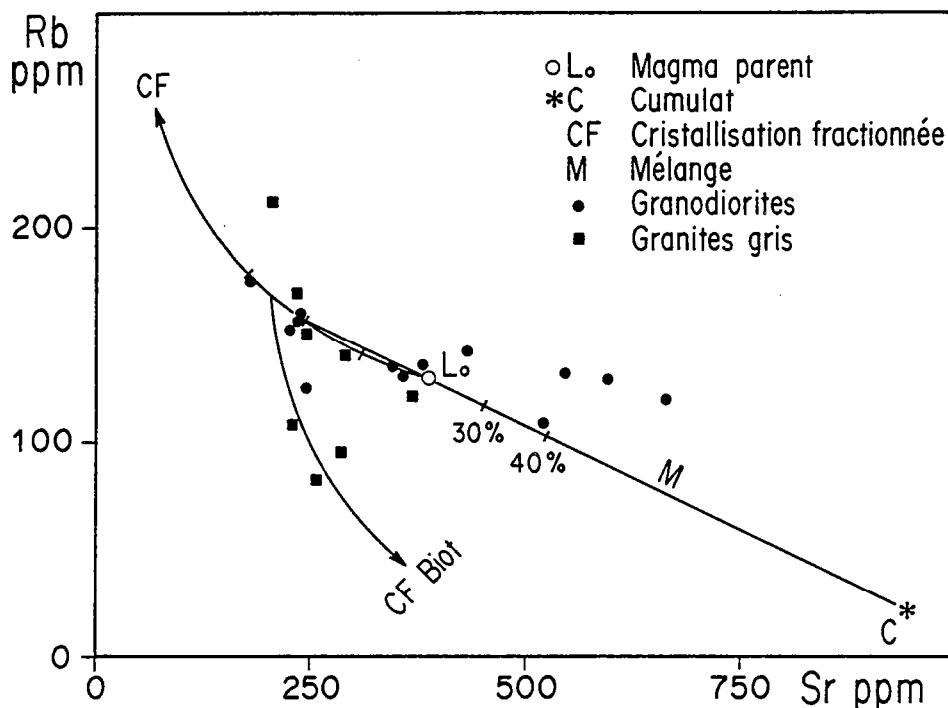


Fig. 12-23 : Diagramme $Rb = f(Sr)$ pour les granodiorites à phénocristaux d'Arola et pour les granites gris. Le mode de calcul et les symboles sont les mêmes que dans la fig. 12-22. La composition des liquides obtenus par cristallisation fractionnée de biotite seule (CF Biot.) à partir des liquides les plus différenciés a aussi été figurée. Ce processus peut expliquer la composition des granites gris les plus riches en SiO_2 .

- (2) La composition du cumulat est restée constante tout au long de la différenciation. Il était constitué de plagioclase et de hornblende (90%) ainsi que de biotite, d'ilménite et de magnétite et d'un peu de zircon et d'allanite.
- (3) En fin de processus, dans les termes acides de la série, la biotite a pu se substituer à la hornblende dans le cumulat.
- (4) La séparation du cumulat et du liquide a été imparfaite, ce qui a pour conséquence que la plupart des granodiorites à phénocristaux n'est en fait qu'un mélange entre le cumulat et le liquide. Il y a donc ici superposition de deux phénomènes : une cristallisation fractionnée et un mélange solide-liquide.
- (5) Les taux de cristallisation fractionnée sont toujours modestes ($1-F < 0,3$) et le mélange n'est jamais constitué de plus de 40% de cumulat (30% en moyenne).

12.5. La genèse des magmas parents des granodiorites à phénocristaux.

Après avoir caractérisé les processus géochimiques ayant conduit à la différenciation du magma parent des granodiorites à phénocristaux (cristallisation fractionnée, mélange, contamination) il convient maintenant d'en rechercher l'origine. Plusieurs approches du problème peuvent être envisagées.

12.51) Géochimie isotopique du Sr.

Les granodiorites à phénocristaux ont des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux compris entre 0,703 et 0,705

Arola : $0,7030 \pm 0,0006$ (Martin et Quérré, 1984)

Suomussalmi : $0,7049 \pm 0,0008$ (Martin et al. 1983a).

Kaapinsalmi : $0,704 \pm 0,001$

Le I_{Sr} des granodiorites non contaminées d'Arola est de 0,7037).

Les volcanites acides de Luoma ont le même âge et un I_{Sr} de $0,7050 \pm 0,0004$ (Martin et Quérré, 1984). Les granodiorites d'Ypykkävaara ont, pour un âge de référence de 2,5 Ga., un I_{Sr} de 0,704.

La figure 12-24 représente l'évolution de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps :

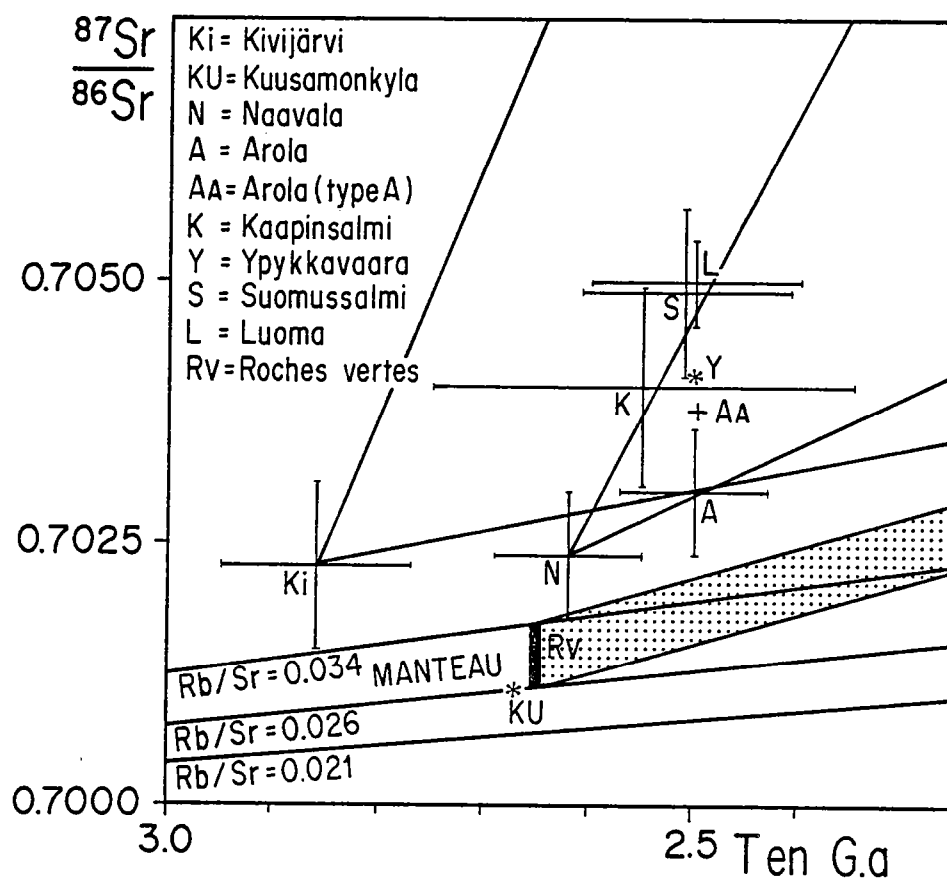


Fig. 12-24 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Temps})$ pour les gneiss gris et les granodiorites à phénocristaux. Il y apparaît que ni le manteau, ni la ceinture de roches vertes peuvent avoir été la source du magma parent des granodiorites. Seuls les gneiss gris de type Kivijärvi ont pu jouer ce rôle.

- (1) Contrairement aux TTG, les granodiorites à phénocristaux ont des I_{Sr} élevés, qui permettent d'exclure, pour ces magmas, une origine mantellique. En effet à 2,5 G.a. les $^{87}Sr/^{86}Sr$ du manteau n'étaient compris qu'entre 0,7008 et 0,7019.
- (2) Les roches basiques et ultrabasiques de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, avec un rapport Rb/Sr de 0,07 (Jahn et al., 1980) avaient, à 2,5 Ga, un $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0,7016 et 0,7022. Ces valeurs sont elles aussi nettement inférieures à celles mesurées dans les granodiorites à phénocristaux, les roches vertes ne peuvent donc pas être la source de ces dernières.
- (3) Les gneiss gris du socle ont, eux aussi, des I_{Sr} bas, mais, contrairement aux roches vertes et au manteau, ils possèdent des rapports Rb/Sr élevés. La figure 12-24 représente l'évolution des $^{87}Sr/^{86}Sr$ des gneiss gris en fonction du temps. (Les Rb/Sr utilisés pour le calcul de la fourchette correspondent à $\bar{x} \pm \sigma$). Les gneiss gris de type Naavala sont trop jeunes, au moment de la genèse des magmas parents des granodiorites à phénocristaux, pour pouvoir expliquer des I_{Sr} aussi élevés que 0,704-0,705.

Les gneiss de Kivijärvi, sont plus anciens (2,86 Ga) et peuvent donc très aisément produire des I_{Sr} de 0,705 à 2,50 Ga. Le calcul montre même qu'ils peuvent produire des magmas avec des I_{Sr} plus grands que 0,705, ce qui est en parfait accord avec l'hypothèse d'une sous estimation des I_{Sr} en raison de la contamination. Tout semble donc indiquer que les magmas calco-alcalins sont les produits du recyclage des gneiss de type Kivijärvi. Ce caractère est confirmé par le fait que les zircons des granodiorites à phénocristaux contiennent des coeurs arrondis et que les âges mesurés sur ces minéraux sont plus anciens que celui de mise en place du magma granodioritique.

Enfin, les données de terrain ont mis en évidence que le recyclage crustal, c'est à dire dans le cas présent, l'anatexie, était très largement répandu, et constituait la règle générale pour les gneiss de Kivijärvi alors qu'il était plus occasionnel dans les gneiss gris plus récents de type Naavala.

12.52) La géochimie des éléments majeurs.

Comme cela vient d'être montré, les gneiss de Kivijärvi sont les parents les plus probables des granodiorites à phénocristaux; ils sont affectés par une anatexie importante et c'est pour ces raisons qu'il me paraît nécessaire de rechercher l'origine des magmas granodioritiques dans les migmatites.

Dans les migmatites, on assimile généralement et classiquement le leucosome au liquide magmatique; il convient donc ici de comparer la composition chimique du leucosome à celle du magma parent des granodiorites (Lo). Toutefois, l'étude des migmatites a mis en évidence l'existence de deux types de leucosomes (Fig. 11-1 et 11-7); les uns, les plus nombreux, sont riches en K_2O , alors que les autres contiennent moins de 2% de cet oxyde. Le tableau 12-8 permet de comparer l'analyse moyenne des leucosomes riches en K_2O avec celle de Lo. Les divergences entre les deux analyses sont évidentes.

Si Lo est bien issu de l'anatexie des gneiss gris, il ne s'agit donc pas d'un liquide pur, mais d'un liquide enrichi en particulier en éléments ferro-magnésiens. Il n'est donc pas impossible, comme cela se voit sur le terrain qu'une partie du mélanosome ait été mélangée au leucosome. Cette hypothèse peut être testée en deux étapes :

	Magma parent	Leucosome potassique	Mélanosome	0,655 L_K + 0,345 M	Δ %
	L_O	L_K	M		$\bar{\Delta} = 12,8\%$
SiO_2	69,48	74,63	59,69	69,48	0
Al_2O_3	15,48	14,85	16,95	15,57	0,6
$Fe_2O_3^* +$ MgO	4,21	0,61	10,33	3,97	6,0
CaO	2,38	1,65	5,44	2,95	19,0
Na_2O	4,39	4,37	3,74	4,16	5,5
K_2O	3,44	3,69	2,64	3,33	3,3
TiO_2	0,48	0,04	0,81	0,31	55
Rb	135	57	142	86	
Sr	385	364	417	382	
Nb	8,7	0	10	3,5	
Zr	160	76	189	116	
Y	13	2	26	10,3	
Ni	7	3	31	12	
Co	7,5	2,5	18	7,9	
V	40	9	100	40,4	

Tab. 12- 8 : Compositions chimiques : du magma parent des granodiorites à phénocristaux (L_O), des leucosomes potassiques (L_K), des mélanosomes (M), ainsi que d'un mélange de 65,5% de L_K et de 34,5% de M. L'écart entre cette dernière composition et celle de L_O est figuré dans la dernière colonne (Δ %).

- (1) calcul des proportions de leucosome et de mélanosome nécessaires pour obtenir un mélange dont la teneur en SiO_2 soit la même que celle de L_O .
- (2) à partir de ces proportions calcul de la composition du mélange.

Le tableau 12- 8 ainsi que la figure 12-25 permettent de comparer les deux compositions d'un mélange de 65,5% de leucosome et de 34,5% de mélanosome et de L_O . Globalement l'accord est très bon exception faite de TiO_2 ($\Delta = 55\%$), et dans une moindre mesure de CaO ($\Delta = 19\%$). L'écart moyen ($\bar{\Delta}$) est de 12,8 %, mais lorsque TiO_2 n'est pas pris en compte il n'est plus que de 5,7%.

Exception faite de Rb-Nb et Ni, dont le Δ peut atteindre 60%, les éléments en traces autres que les REE s'accordent bien eux aussi avec l'hypothèse d'un mélange. En ce qui concerne Nb et Ni, les teneurs de ces éléments dans le leucosome sont très faibles, souvent proches du seuil de détection de l'appareillage, ce qui fait que ces analyses sont souvent entachées d'une grande imprécision, qui peut expliquer les écarts observés. Une telle explication n'est cependant pas valable pour Rb.

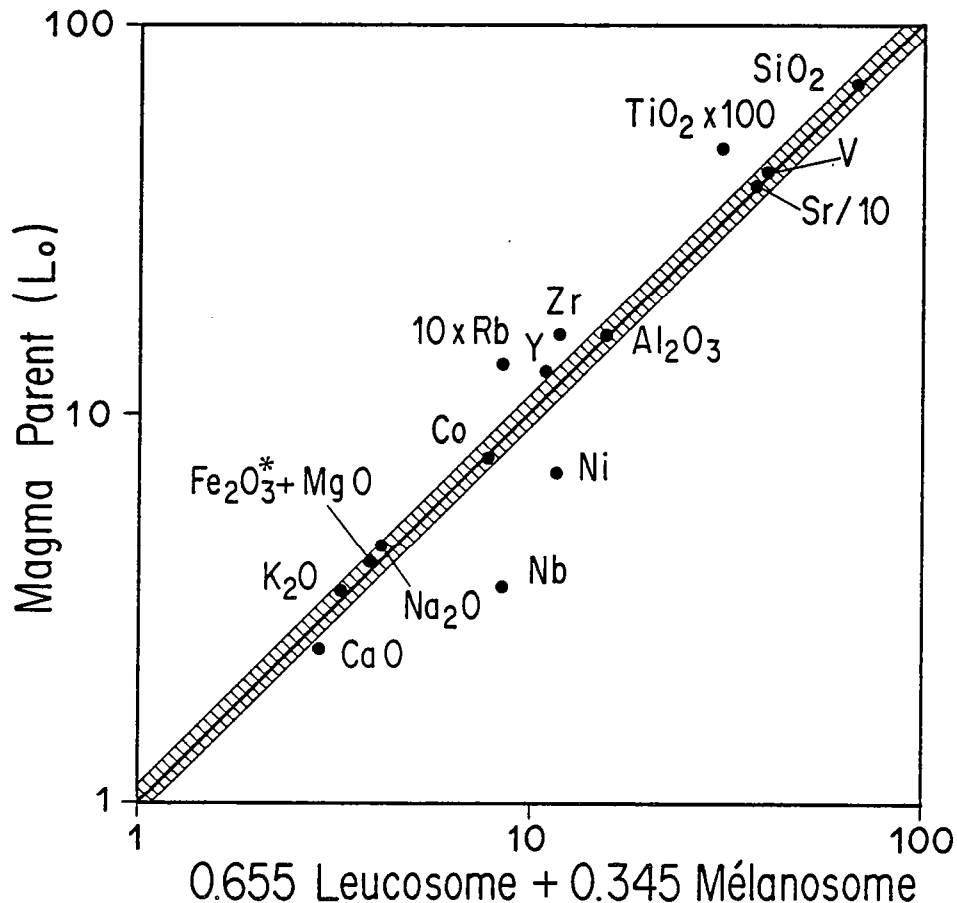


Fig. 12-25 : Diagramme Log (Lo) = f (Log (0,655 L_K + 0,345 M)) montrant la bonne concordance entre le modèle et les données analytiques.

Le taux de mélange calculé à partir des éléments majeurs (Leucosome/Mélanosome = 0,655/0,345) est tout à fait réaliste et compatible avec les mélanges réellement observés sur le terrain dans les migmatites de Laitila. La précision affichée ici est celle qui permet l'ajustement exact des teneurs en SiO₂, mais il est évident que la troisième décimale n'a aucune signification géologique: En d'autres termes les proportions de leucosome et de mélanosome dans le mélange sont respectivement de 2/3 et 1/3.

12.53) Géochimie des REE.

Les spectres de REE des leucosomes et des mélanosomes des migmatites de Kivi-järvi ont été comparés à celui du magma parent des granodiorites à phénocristaux (Fig. 12-26). Ce dernier, parallèle aux deux autres, occupe une position intermédiaire tout à fait compatible avec l'hypothèse d'un mélange de leucosome et du mélanosome. Sur le même diagramme a aussi été figuré le spectre de REE calculé pour un mélange de 65,5% de leucosome avec 34,5% de mélanosome. Le spectre théorique et celui de Lo sont sub-parallèles et pratiquement confondus. Cependant, le calcul théorique prédit des teneurs en LREE plus faibles que celles de Lo ($La_N = 140$ contre 174 dans Lo). De plus, le calcul annonce une forte anomalie négative en Eu qui dans Lo n'est pas aussi prononcée. En conclusion, on peut donc retenir de cette brève étude que, malgré quelques

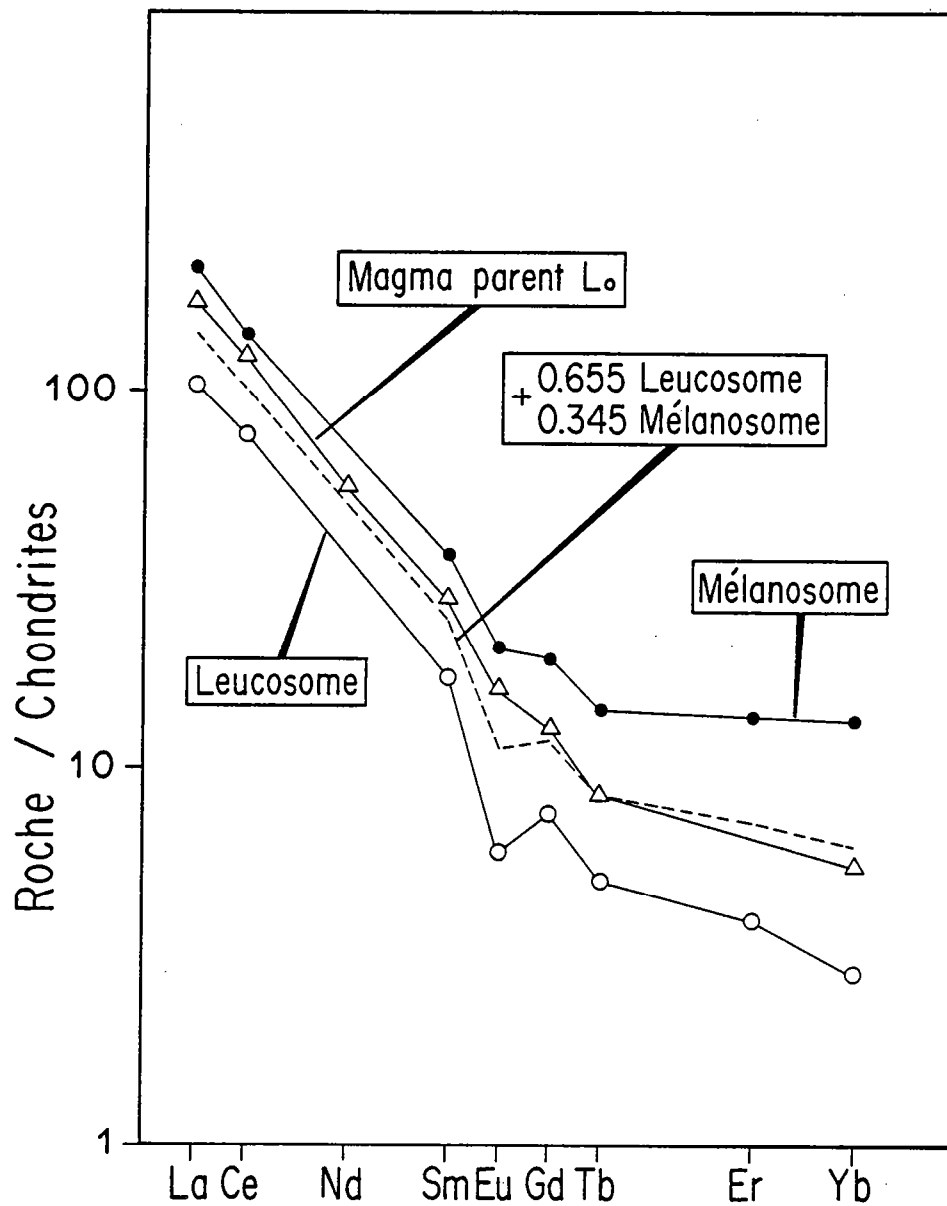


Fig. 12-26 : Spectres de REE du mélanosome et du leucosome des migmatites de Kivijärvi. Le spectre de L_o ainsi que celui d'un mélange de 65,5% de leucosome et de 34,5% de mélanosome, ont aussi été figurés. La grande similitude de ces deux derniers spectres montre que L_o peut très bien être le produit d'un mélange de leucosome et de mélanosome.

légers écarts entre les calculs théoriques et les données analytiques, en particulier en ce qui concerne les LREE, la genèse du magma parent des granodiorites à phénocristaux peut être expliquée par la fusion partielle des gneiss gris de Kivijärvi dans le cas où une partie du mélanosome est entraînée dans le liquide magmatique (leucosome).

12.6. Discussion et Conclusions.

La géochimie des éléments majeurs et en traces, ainsi que la géochimie isotopique ont permis d'élaborer un modèle de genèse des granodiorites à phénocristaux et des granites gris du Kainuu. La pétrogenèse en est complexe car plusieurs processus sont intervenus conjointement ou successivement. Il a cependant été possible de préciser le rôle et les modalités d'application de chacun d'entre eux. L'histoire de cette genèse peut être résumée de la manière suivante. (Fig. 12-27).

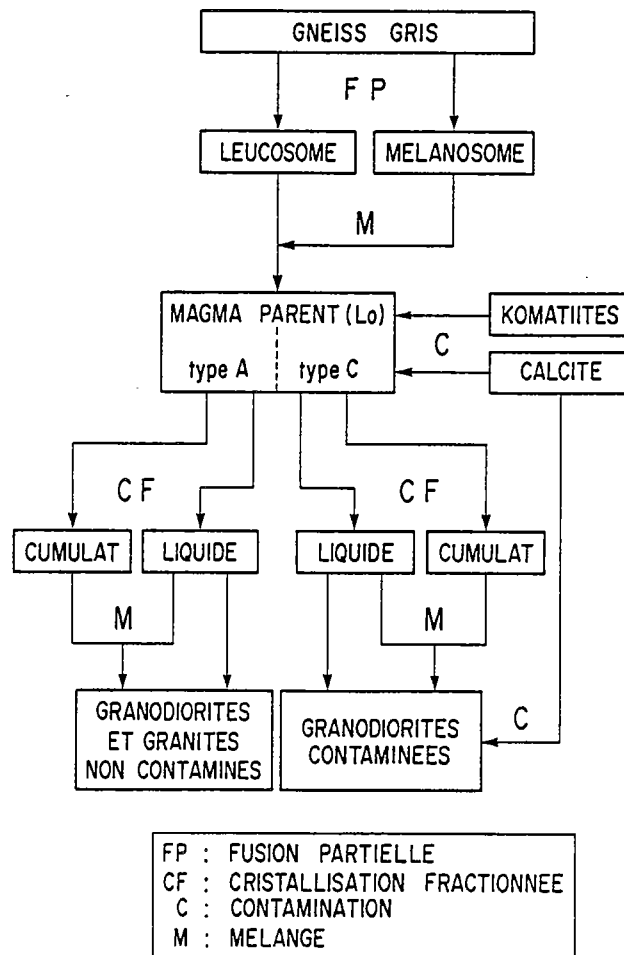


Fig. 12-27 : Organigramme schématisant la succession des différents processus pétrogénétiques impliqués dans la genèse des granodiorites à phénocristaux et des granites gris.

- (1) Fusion de gneiss gris de type Kivijärvi, conduisant à la formation de migmatites.
- (2) Lors du départ du liquide magmatique de la zone des migmatites, celui-ci entraîne avec lui une partie du mélanosome. C'est à dire que, à partir d'un certain seuil de fusion le résidu est dilacéré et plus ou moins totalement incorporé au liquide.
- (3) Une partie du magma est alors contaminée par assimilation de roches komatiitiques et peut être aussi, déjà, par circulation d'une phase fluide carbonatée.
- (4) Le magma subit une cristallisation fractionnée, au cours de laquelle la séparation de la phase cristallisée et du liquide est imparfaite.

Certaines modalités de détail de ce modèle nécessitent d'être discutées plus avant :

- (1) La cristallisation fractionnée a toujours été d'une ampleur relativement modeste, c'est à dire que le taux de cristallisation (1-F) n'était pas supérieur à 30%. L'étude pétrographique menée parallèlement à l'analyse géochimique a mis en évidence le rôle important joué par les minéraux accessoires, tels que l'allanite et le zircon. Ce problème a déjà fait l'objet d'une discussion détaillée à propos de la genèse des TTG. Pour ce qui est de la composition minéralogique du cumulat, elle est restée constante tout au cours de la cristallisation (Hornblende + Plagioclase = 90%). C'est seulement en fin de processus, alors que le magma atteignait des teneurs en SiO_2 supérieures à 73% que la composition du cumulat a changé pour devenir très riche en biotite.
- (2) La séparation imparfaite du cumulat et du liquide résiduel est un phénomène classique dans les magmas de composition intermédiaire à acide (Mac Carthy et Groves, 1979 ; Bateman et Chappell, 1979; Lee et Christiansen, 1983 ; Graviou, 1984). Dans de tels magmas Shaw (1965) et Rice (1981) ont montré qu'au cours de la cristallisation, l'augmentation rapide du nombre de cristaux, la baisse de la température et l'acidité croissante du liquide résiduel, vont tendre à augmenter la viscosité du magma et à ralentir la ségrégation des minéraux par gravité. Dès que la concentration des cristaux devient importante la séparation cumulat-liquide n'est alors plus possible, et on a dans la même roche coexistence de la phase cristallisée et du magma résiduel. Un tel phénomène, bloquant rapidement la ségrégation du cumulat, peut expliquer le degré de différenciation modeste des granodiorites à phénocristaux.
- (3) Seules les granodiorites à phénocristaux mises en place au contact immédiat de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, sont contaminées. Les données géochimiques tendent à montrer que la contamination par assimilation de komatiites a eu lieu précocement. Celle-ci a pu se produire soit dans la zone source des magmas, soit au cours de leur ascension dans la croûte. Sur le terrain les granodiorites à phénocristaux contaminées ou non sont toujours en étroite relation géographique avec la ceinture de roches vertes. Ce lien géographique laisse supposer : (1) l'existence d'un lien génétique entre les deux ensembles, (2) que la source des granodiorites était proche de la ceinture de roches vertes. Cette hypothèse est confortée par le fait que les granodiorites sont le produit du recyclage des gneiss gris, en d'autres termes, il ne s'agit pas de magmas d'origine profonde qui, afin de se mettre en place, auraient utilisé la zone de fracture et de discontinuité que représente la ceinture de roches vertes. Un essai de reconstitution géodynamique devra expliquer ce lien génétique.

Les réactions de carbonatation sont contemporaines de la genèse et/ou de la cristallisation du magma granodioritique. Ici aussi il existe un lien génétique avec la ceinture de roches vertes. La circulation d'une phase fluide carbonatée est à relier aux réactions métamorphiques de décarbonatation qui se sont produites dans les roches ultrabasiques de la ceinture de roches vertes (Piquet, 1982).

(4) L'origine du magma granodioritique par fusion partielle des gneiss gris est bien démontrée tant du point de vue de la chimie isotopique que de la géochimie des éléments majeurs et en traces. De nombreuses évidences de terrain viennent supporter l'hypothèse de mélange du leucosome et du mélanosome :

- A Laitila, les migmatites sont affectées par de forts taux de fusion. Là, les mélanosomes dilacérés sont mélangés au leucosome, attestant ainsi que le mélange est bien une réalité géologique.
- La granodiorite à phénocristaux de Ypykkävaara, est située à quelques kilomètres à l'Ouest de Laitila. Elle contient des enclaves (H 400 - H 401) dont la composition minéralogique et chimique est analogue si ce n'est identique à celle des mélanosomes. La même constatation peut être faite quant aux enclaves (type 2) dans les granodiorites d'Arola (Quérré, 1985).

Il serait naïf de penser que les migmatites ayant donné naissance aux magmas granodioritiques sont successivement passées par tous les stades de l'anatexie (métatexites, diatexites rubanées, nébulites, etc...). Les travaux expérimentaux de fusion de gneiss gris archéens de Winkler et Breitbart (1978) ont montré que pour des températures de 20° à 30°C supérieures à celle de leur solidus, plus de 50% des gneiss étaient fondus. Dans de telles conditions la ségrégation de liquides magmatiques purs n'a pas pu avoir lieu et les stades diatexitiques ont été immédiatement atteints. En fait, le modèle essentiellement élaboré à l'aide des données géochimiques et qui consiste en : (1) une ségrégation liquide - solide résiduel, (2) mélange d'une partie du résidu avec le liquide, est simpliste et ne reflète probablement pas le détail de la réalité. Il est plus vraisemblable que des taux de fusion de l'ordre de 50% aient été atteints quasi instantanément (à l'échelle des temps géologiques) et que seulement une partie du résidu ait eu le temps de se séparer avant la cristallisation du magma granodioritique. En d'autres termes plutôt que d'un mélange réel il s'agirait d'une ségrégation imparfaite du résidu de fusion. Il faut noter qu'un tel processus est rendu possible dès que le taux de fusion est suffisant pour que la roche mère perde sa cohésion, c'est à dire dès que le seuil critique de viscosité est atteint (Arzi, 1978 ; Van Der Molen et Paterson, 1979 ; Brun, 1981). Pour des valeurs de F supérieures à 25 - 35% la viscosité de la roche diminue rapidement ce qui a pour conséquence de permettre : i) un mélange solide - liquide. ii) la remontée diapirique du magma ainsi formé.

(5) L'histoire géologique du socle archéen du Kainuu correspond à une évolution des processus pétrogénétiques, d'abord ensimatiques, puis ensialiques. Le recyclage des gneiss gris du socle s'est en particulier caractérisé par :

- une augmentation des I_{Sr} (0,702 dans les gneiss gris ; 0,704 à 0,705 dans les granodiorites à phénocristaux).
- une augmentation du rapport K_2O/Na_2O (0,5 dans les TTG; 0,8 à 0,95 dans les granodiorites à phénocristaux et 1,2 dans les granites gris).
- une diminution du fractionnement des spectres de REE. Dans un graphe $(La/Yb)_N = f (Yb)_N$ (Fig. 12-28). Les points représentatifs des granodiorites à phénocristaux se placent bien dans le domaine des granitoïdes archéens, mais leur position est intermédiaire entre celle des TTG du socle et celle des granitoïdes post-archéens.

Le petit segment de croûte archéenne du Kainuu a permis de mettre en évidence l'évolution, au cours du temps de la composition des magmatismes : d'abord primaires (issus plus ou moins directement du manteau), puis anatectiques (issus du recyclage des précédents). Les caractéristiques géochimiques de ces derniers préfigurent celles de la moyenne des magmas acides et intermédiaires de la croûte continentale actuelle. Le recyclage est donc un processus pétrogénétique qui à partir d'une croûte sialique "archaïque" tend à engendrer une croûte aux caractéristiques "modernes". Ce processus est irréversible et unidirectionnel.

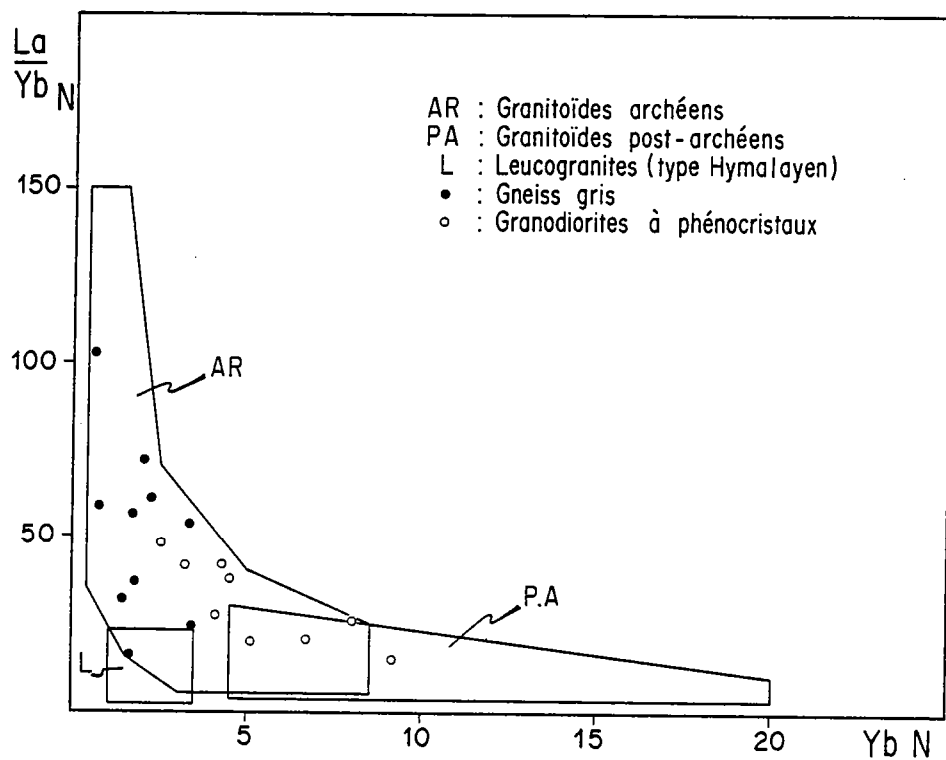


Fig. 12-28 : Diagramme $(La/Yb)_N = f (Yb)_N$ montrant que les spectres de REE des granodiorites à phénocristaux sont caractéristiques de ceux des granitoïdes archéens mais intermédiaires entre ceux des TTG et ceux des granitoïdes post-archéens.

CHAPITRE 13

Les volcanites acides de Luoma

13.1. Avant-Propos.

Les roches volcaniques acides et intermédiaires forment le cycle volcanique supérieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Blais et al. 1977a, 1978 ; Bertrand et al. 1978 ; Vidal et al. 1980 ; Martin et Quérré, 1984 ; Martin et al. 1984). Jusqu'à ces dernières années, certains auteurs les ont considérées comme formant la base de la pile volcanique (Taipale et al. 1981). Au regard de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Sr ces roches ont le même âge et le même I_{Sr} que les granodiorites à phénocristaux. Il est donc tout à fait possible qu'il s'agisse là de deux manifestations différentes d'un même magmatisme.

Les volcanites de Luoma appartiennent à la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi et font l'objet d'une étude détaillée de la part de S. Blais dans le cadre d'une thèse d'Etat. Pour cette raison je n'en entreprendrai pas l'analyse exhaustive, mais je voudrais seulement, en quelques lignes, faire ressortir les caractéristiques géochimiques qui les rapprochent ou bien les différencient des granodiorites à phénocristaux.

13.2. Géochimie des éléments majeurs.

La série de Luoma est constituée de roches dont la composition va de celle d'andésites à celle de rhyolites, mises en place sous forme de pyroclastites (Blais et al. 1977a). Dans sa partie

supérieure la série devient phylliteuse et même quelquefois prend l'aspect de schistes tuffacés (Taipale et al. 1981). Presque tous les échantillons analysés contenaient de la calcite disséminée, ce qui en fait une série contaminée au même titre que les granodiorites à phénocristaux de type C. Ici aussi la relation géographique entre les roches contaminées et la ceinture de roches vertes, est évidente, car les volcanites acides se sont mises en place dans la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi. Il ne faut toutefois pas exclure l'hypothèse qu'une partie de la calcite puisse être d'origine sédimentaire, en particulier dans les schistes tuffacés.

Les analyses chimiques en éléments majeurs ont déjà été partiellement publiées (Jahn et al. 1980) ou m'ont directement été fournies par S. Blais. L'ensemble de celles-ci figure en annexe III.

Si l'on se base sur les teneurs en K_2O deux populations peuvent être distinguées : (tab. 13-1).

Volcanites de Luoma				
	Riches en K_2O		Pauvres en K_2O	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	70,06	8,2	67,90	5,9
Al_2O_3	14,86	2,6	15,73	0,6
$Fe_2O_3^*$	4,11	2,5	3,68	2,1
MnO	0,06	0,04	0,07	0,03
MgO	1,97	1,3	2,11	1,6
CaO	2,48	2,1	2,93	1,7
Na_2O	3,36	1,1	5,70	0,9
K_2O	2,49	0,7	1,17	0,5
TiO_2	0,48	0,3	0,42	0,2
P_2O_5	0,12	0,1	0,11	0,06
K_2O/Na_2O	0,74	-	0,21	-

Tab. 13-1 : Composition chimique en éléments majeurs des deux types de volcanites acides de Luoma.

- L'une est "riche" en K_2O , elle possède un rapport K_2O/Na_2O moyen de 0,74, et par là même se rapproche des granodiorites contaminées.
- L'autre est pauvre en K_2O et enrichie en Na_2O ce qui a pour conséquence d'abaisser le rapport K_2O/Na_2O jusqu'à 0,21.

La série est très différenciée et les teneurs en SiO_2 oscillent entre 58% et 80%. La figure 13-1 représente les graphes oxyde = f (SiO_2) et permet de comparer les volcanites de Luoma aux granodiorites à phénocristaux contaminées et de dégager quelques conclusions générales.

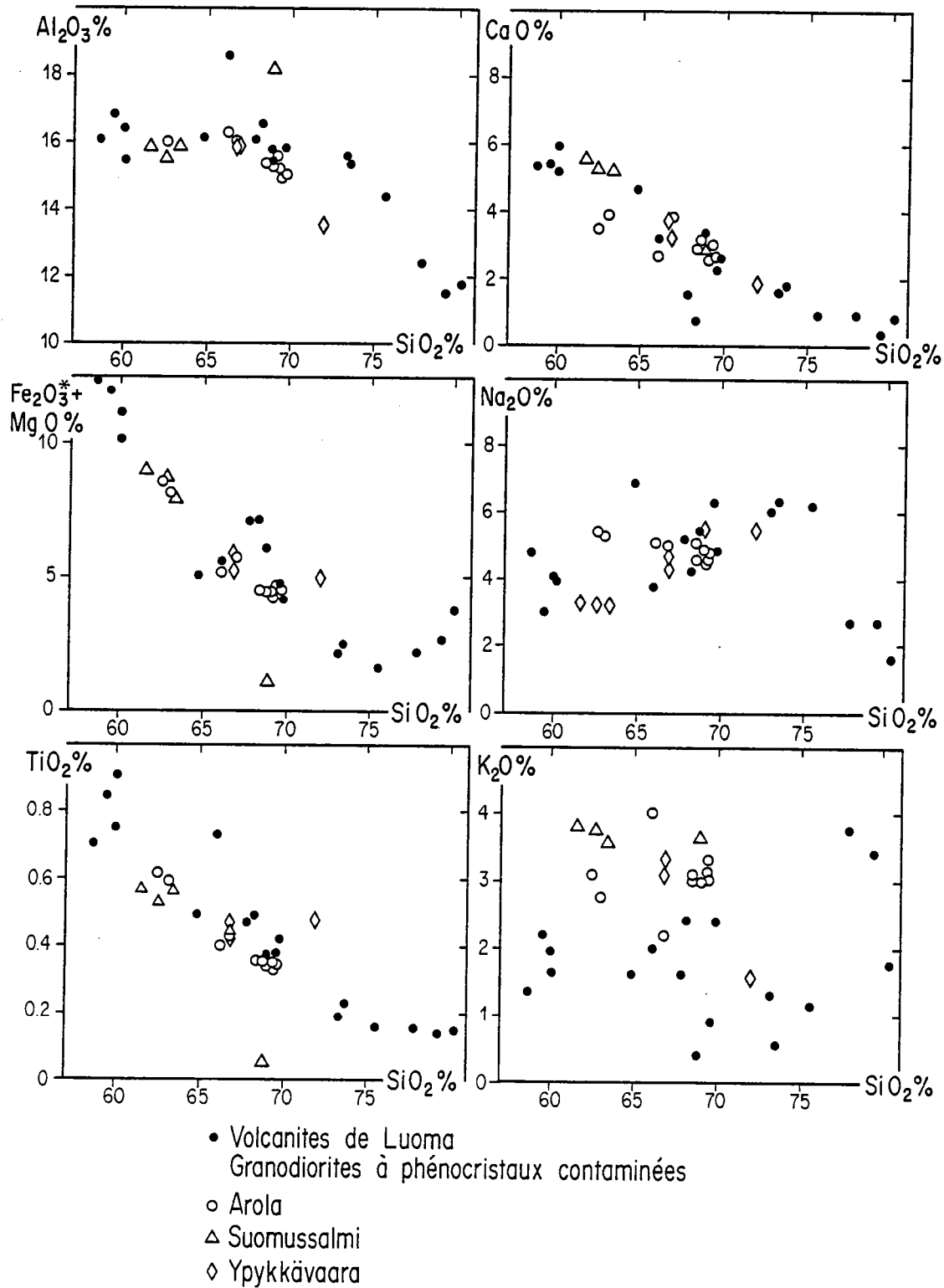


Fig. 13-1 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) permettant de comparer la composition en éléments majeurs des granodiorites à phénocristaux contaminées et des volcanites acides de Luoma.

- (1) La gamme des teneurs en SiO_2 des volcanites acides et intermédiaires est plus importante que celle des granodiorites et cet étalement se manifeste aussi bien du côté des termes acides que du côté des termes basiques. Il semble difficile d'imaginer qu'il s'agisse là d'une seule et même lignée de différenciation; l'étalement des teneurs en SiO_2 est trop important et il doit plutôt s'agir d'évolutions parallèles à partir de magmas parents différents mais cogénétiques. Un tel processus pourrait expliquer la relative dispersion des points dans certains diagrammes.

Il faut aussi noter que la tendance évolutive dessinée par les volcanites de Luoma se superpose à celle définie par les granodiorites à phénocristaux contaminées. Les processus de différenciation devaient donc être de même nature.

- (2) Dans les termes acides les lignées évolutives montrent une nette cassure (Al_2O_3 , Fe_2O_3^* + MgO , CaO , Na_2O) qui indique que au delà d'une teneur en SiO_2 du liquide de 72% la composition des cumulats a brusquement changé. Le nouvel assemblage minéralogique a cristalliser et à fractionner était riche en Al_2O_3 et Na_2O et pauvre en Fe_2O_3^* , MgO et TiO_2 (Plagioclase ?).

La seule différence notable entre les granodiorites et les volcanites réside surtout dans leurs teneurs en K_2O et en Na_2O , particulièrement dans le cas des roches volcaniques pauvres en K_2O . Dans l'hypothèse où les volcanites acides et les granodiorites à phénocristaux sont cogénétiques il est peut être possible de relier l'existence de deux familles de volcanites à la présence de deux groupes de leucosomes dans les migmatites, les uns riches en K_2O , les autres pauvres en cet élément. Si c'est le cas, les volcanites de Luoma pauvres en K_2O correspondraient à de faibles taux de fusion partielle des gneiss gris (voir discussion § 11.4).

La figure 13-2 est un diagramme A-F-M dans lequel les volcanites acides se placent toutes dans le domaine des roches calco-alcalines. La grande majorité des roches se dispose sur la lignée définie par les granodiorites à phénocristaux contaminées, c'est à dire à la limite des domaines calco-alcalins et alcalins (Kuno, 1968). Toutefois ici aussi on observe une légère dispersion des points, quelques échantillons de volcanites se disposant entre la lignée des granodiorites contaminées et celle de leurs équivalents non contaminés (Fig. 12-4).

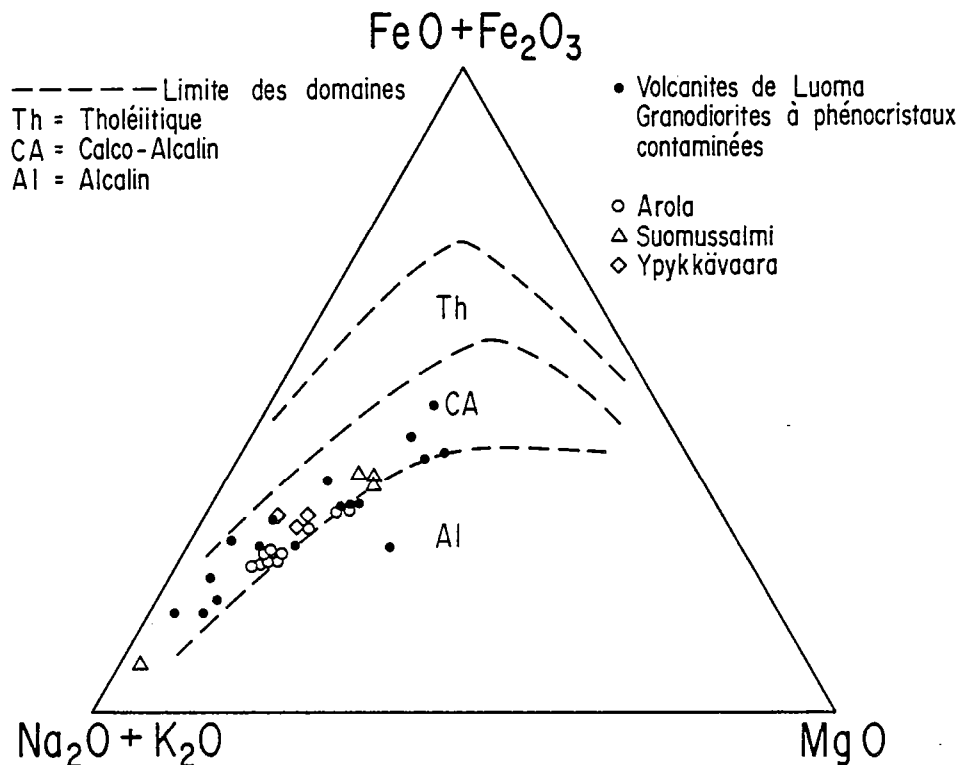


Fig. 13-2 : Diagramme A-F-M (Kuno, 1968) montrant le caractère calco-alcalin des volcanites acides de Luoma et leur ressemblance avec les granodiorites à phénocristaux contaminées.

Cette tendance est confirmée par le graphe triangulaire $\text{Fe}_2\text{O}_3^* - \text{MgO} - \text{CaO}$ (Fig. 13-3). Les points représentant les roches de Luoma se placent soit sur la lignée des granodiorites à phénocristaux de type C, soit entre celle-ci et celles des granodiorites de type A.

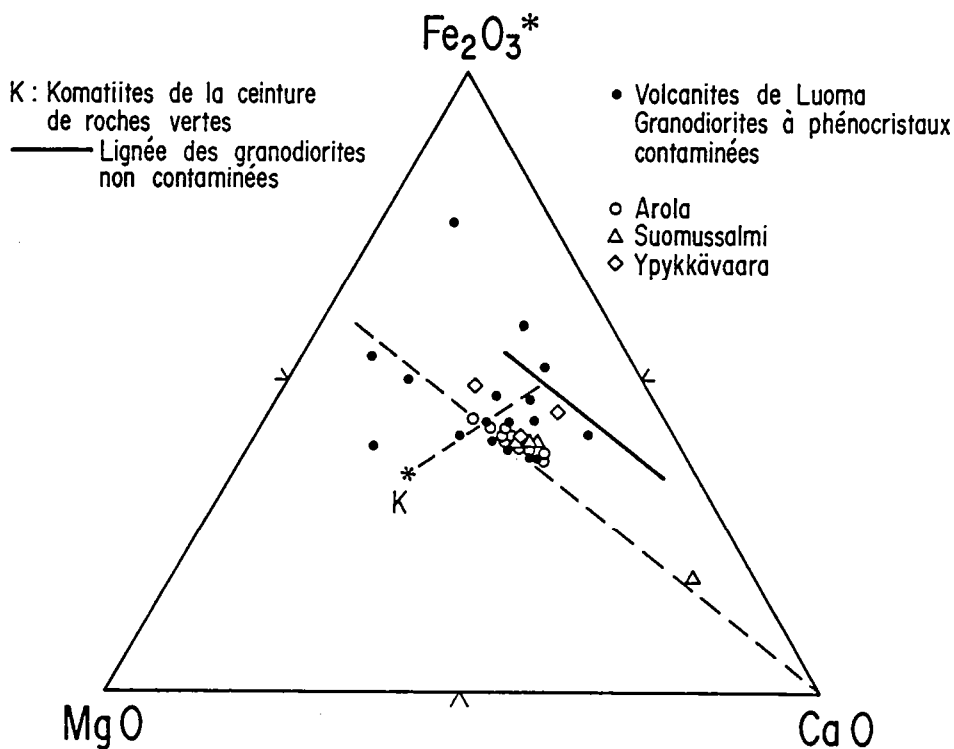


Fig. 13-3 : Triangle $\text{Fe}_2\text{O}_3^* - \text{MgO} - \text{CaO}$ montrant que malgré une certaine dispersion des points les volcanites acides de Luoma montrent de grandes ressemblances avec les granodiorites à phénocristaux contaminées.

De ce rapide survol comparatif, on retiendra que les volcanites acides de Luoma :

- (1) forment un ensemble plus différencié que celui des granodiorites à phénocristaux; elles sont probablement issues de processus de différenciation analogues à partir de magmas parents différents, mais cogénétiques.
- (2) présentent, quant aux éléments majeurs, des affinités géochimiques évidentes avec les granodiorites à phénocristaux contaminées.
- (3) montrent une certaine dispersion avec parfois une disposition intermédiaire entre celles des groupes A et C des granodiorites à phénocristaux.
- (4) constituent deux ensembles distincts; l'un "riche" en K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,74$), l'autre pauvre en cet élément ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,21$), qui rappellent ceux mis en évidence dans les leucosomes des migmatites.

13.3. Géochimie des éléments en traces.

Tout comme les éléments majeurs, les éléments en traces montrent de grandes similitudes entre les roches du cycle volcanique supérieur de la ceinture de roches vertes et les granodiorites à phénocristaux contaminées, c'est en particulier le cas de K et de Rb (Fig. 13-4). Dans ce graphe les volcanites de Luoma et les granodiorites de type C définissent une même tendance évolutive. Le rapport K/Rb moyen est de l'ordre de 300 ($500 > K/Rb > 200$). Leurs teneurs en K sont supérieures à celles du "Main Trend" de Shaw (1968) et donc à celles des TTG (fig. 10-45). Si le rapport K/Rb varie relativement peu d'un échantillon à l'autre, il n'en est pas de même quant aux teneurs en K et en Rb, les volcanites étant généralement plus pauvres en K et en Rb que les granodiorites de type C.

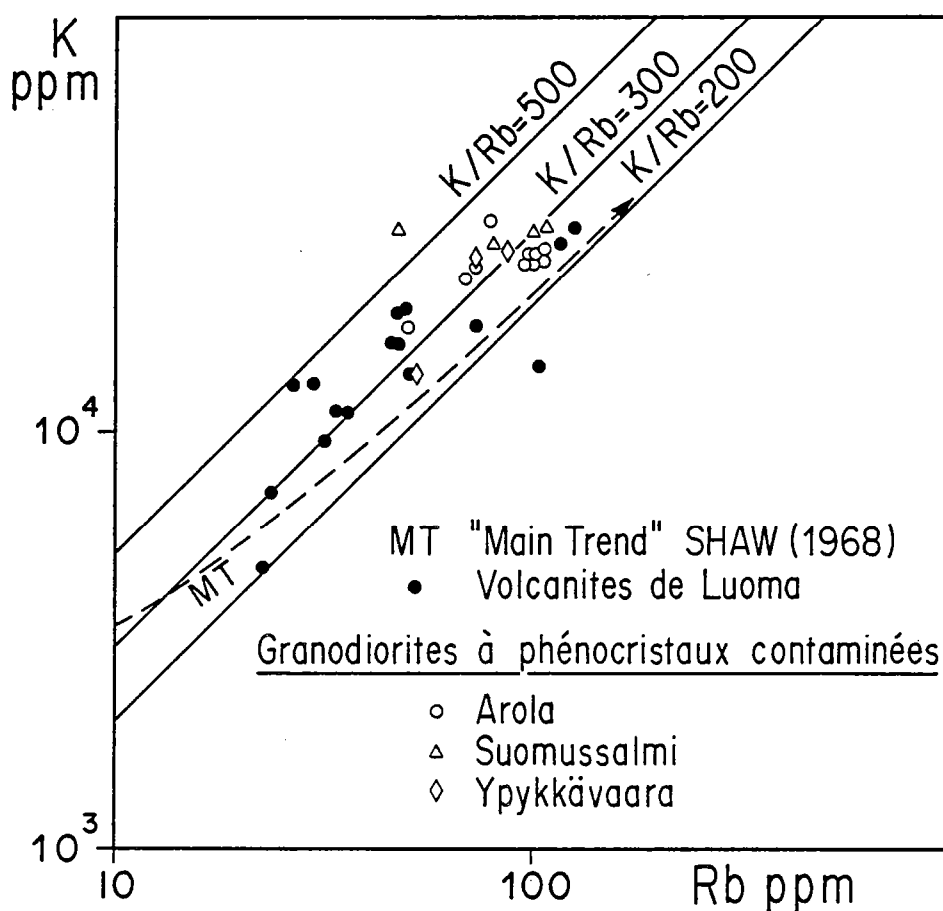


Fig. 13-4 : Diagramme $\log (K) = f (\log (Rb))$ montrant que les granodiorites à phénocristaux contaminées et les volcanites acides de Luoma dessinent une même tendance évolutive.

L'analyse du comportement des REE est à la fois plus simple et plus délicate. En effet, d'un massif à l'autre les granodiorites à phénocristaux contaminées ne présentent pas toujours des spectres analogues. (Fig. 13-5).

A Arola, les granodiorites ont des spectres moyennement fractionnés ($(La/Yb)_N = 38,5 ; 20,1 ; 20,7$) avec toutefois un fractionnement plus important des LREE ($(La/Sm)_N = 4,4 ; 3,2 ; 3,7$) que des HREE ($(Gd/Yb)_N = 3,02 ; 2,7 ; 2,3$).

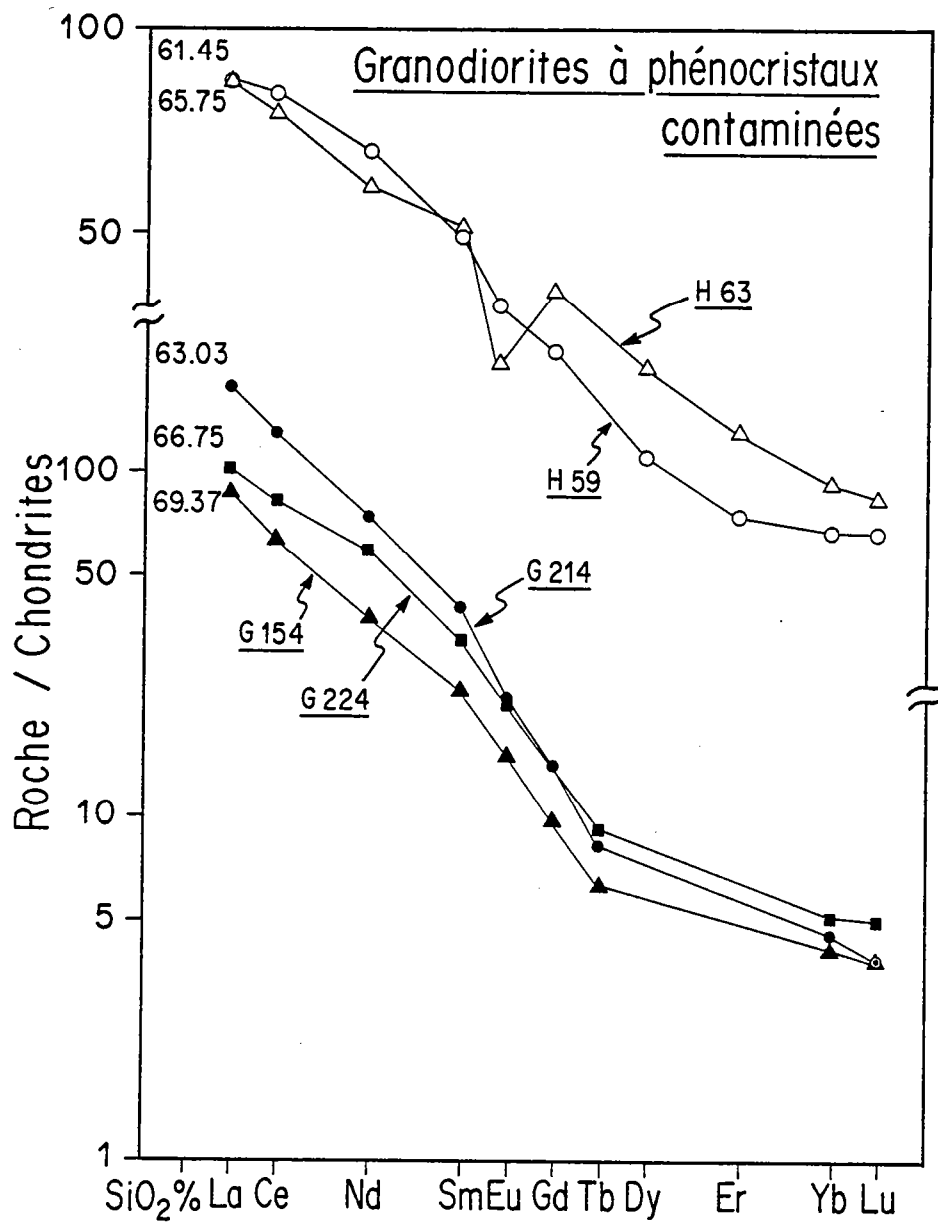


Fig. 13-5 : Spectres de REE des granodiorites à phénocristaux contaminées d'Arola et de Suomussalmi.

Ces spectres ne possèdent pas d'anomalie importante en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,83 ; 0,93 ; 0,93$). Les granodiorites d'Arola montrent une excellente corrélation entre les teneurs en REE et SiO_2 ; Σ REE diminue régulièrement, au cours de la différenciation.

L'allure générale des spectres de REE de la granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi est nettement différente. Si le fractionnement général des spectres est du même ordre de grandeur que pour la granodiorite d'Arola ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 20,4 ; 14,6$), ce sont les HREE qui sont plus fractionnées que les LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 2,9 ; 2,6$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 3,4 ; 3,7$). L'anomalie en Eu est négative et peut être importante ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,85 ; 0,47$).

Deux échantillons de volcanites acides de Luoma ont été analysés (S 64 , S 160); à ceux-ci il faut ajouter 3 échantillons analysés par Jahn et al. (1980) (S 29 - S 98 et S 162) (Fig. 13-6). Exception faite de S 64 ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 3,46$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,3$), tous les spectres sont sub-parallèles et montrent une forme légèrement concave au niveau des HREE. Cette dernière n'est pas visible sur l'échantillon S 160 du fait que Dy et Er n'y ont pas été dosés.

Le fractionnement général des REE est le même que celui des granodiorites à phénocristaux ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 22,4 ; 20,2$) alors que les LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 6,0 ; 4,9$) sont en général plus fractionnées que les HREE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,7 ; 2,1 ; 2,4 ; 4,1$). Il faut aussi noter que le rapport $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ tend à augmenter au cours de la différenciation. Enfin, ici aussi Σ REE et SiO_2 se corrélient négativement.

La figure 13-6 compare les spectres de REE des volcanites de Luoma à ceux des granodiorites à phénocristaux contaminées d'Arola. L'allure générale des spectres, ainsi que leur fractionnement sont analogues. Ce qui est surtout frappant ici c'est, non seulement le parallélisme des spectres, mais aussi et surtout que lorsque les spectres des volcanites et des granodiorites sont placés dans un même graphe, la corrélation négative Σ REE - SiO_2 est toujours parfaitement définie et respectée.

Il est donc ici aussi très clair que les volcanites ont de grandes affinités géochimiques avec les granodiorites contaminées d'Arola.

13.4. Discussion et conclusions.

Les granodiorites à phénocristaux contaminées et les volcanites acides et intermédiaires de Luoma montrent des affinités évidentes tant du point de vue géochronologique, que géochimique. En effet, ces deux ensembles :

- (1) ont le même âge (2,50 à 2,55 G.a. pour les granodiorites et 2,50 G.a. pour les volcanites)
- (2) ont la même constitution isotopique du Sr ($I_{\text{Sr}} = 0,703$ à $0,705$ pour les granodiorites et $0,705$ pour les roches volcaniques), qui atteste une origine crustale.
- (3) définissent une même tendance géochimique, et ce aussi bien au niveau des éléments majeurs, qu'au niveau des éléments en traces.

Aucun de ces arguments n'est à lui seul décisif mais l'ensemble constitue un faisceau d'arguments tel que l'hypothèse d'un cogénéisme devient hautement probable. En fait, le problème de l'âge et de la nature des volcanites acides et intermédiaires de Luoma dépasse largement le cadre de la stratigraphie ou de la géologie locale. L'interprétation qui sera faite de ces roches sera différente selon que celles-ci seront considérées comme formant la base (Taipale et al. 1981) ou le sommet (Blais et al. 1977a, 1978) de la pile volcanique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

Si les volcanites de Luoma constituent la base de la ceinture de roches vertes :
- ou bien elles, ainsi que les tholéiites et komatiites, appartiennent à un seul et unique cycle volcanique. La séquence est alors totalement atypique et inhabituelle, car elle commence par un volcanisme acide et intermédiaire et se poursuit par la mise en place de tholéiites puis de komatiites.

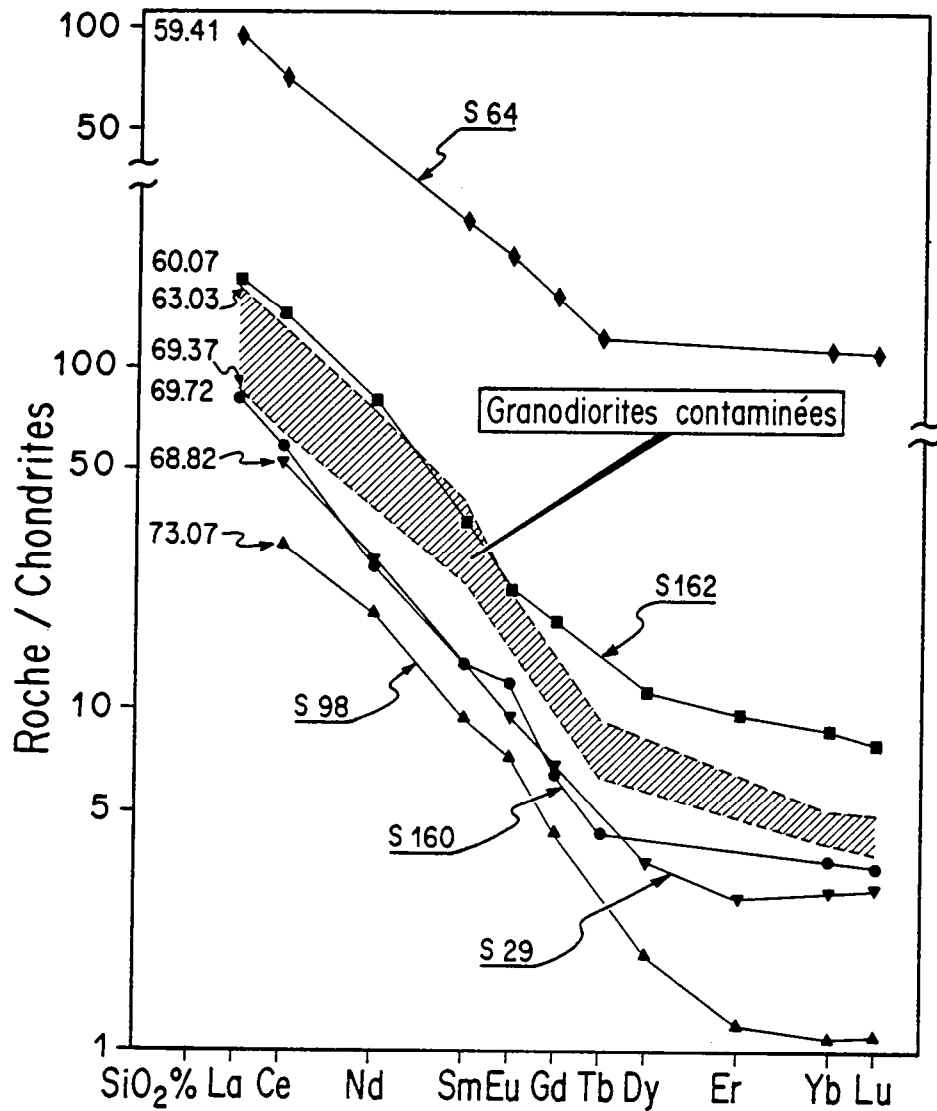


Fig.13-6 : Comparaison des spectres de REE des volcanites acides de Luoma avec ceux des granodiorites à phénocristaux contaminées d'Arola (en hachures). Il faut remarquer l'excellente corrélation négative qui existe entre SiO₂ et Σ REE.

- ou bien elles constituent la partie supérieure d'un cycle volcanique plus ancien. Cette conclusion reviendrait à mettre en évidence une activité volcanique polycyclique telle que, par exemple celles qui ont existé à l'Archéen en Abitibi (Goodwin, 1979) ou au Swaziland (Anhaeusser et al. 1969). Dans cette hypothèse il faudrait admettre que la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est composée d'au moins deux séquences volcaniques et que la partie basique et ultrabasique de la première séquence ainsi que la partie acide et intermédiaire de la seconde ont totalement disparu ou ne sont plus observables.

Si les roches volcaniques de Luoma constituent le sommet de la ceinture de roches vertes, on a alors un seul et unique cycle volcanique qui évolue depuis des komatiites et des tholéiites jusqu'à des andésites et des rhyolites. Ce type de séquence est classique et son unicité implique une activité volcanique peu étalée dans le temps, compatible avec l'hypothèse d'un environnement de proto-rift océanique pour la ceinture de roches vertes (Blais et al. 1977a ; Martin et al. 1984).

Toutes les données recueillies sur ces formations convergent et permettent d'affirmer que les volcanites acides et intermédiaires de Luoma constituent bien le sommet de la pile volcanique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. De plus, elles sont un équivalent effusif des granodiorites à phénocristaux.

CHAPITRE 14

Les leucogranites roses

14.1. Avant-Propos.

Tout comme les granodiorites à phénocristaux les leucogranites roses ont déjà été l'objet de recherches de la part de Quérré (1985), dans le cadre de sa thèse de troisième cycle. Ils forment de nombreux petits massifs de 1 à 10 km² de surface. Agés de 2,41 G.a., ce sont les dernières manifestations magmatiques archéennes connues dans la région. Ils ne constituent qu'une très faible proportion de l'ensemble granito-gneissique du Kainuu. Leur étude pétrographique a montré qu'il s'agit de roches homogènes et exemptes de toute contamination que cela soit par carbonatation ou par assimilation. 14 échantillons ont été prélevés dans différents massifs et leurs analyses figurent dans les annexes III et IV.

14.2. Les Caractères géochimiques généraux des leucogranites roses.

Le tableau 14-1 présente une analyse moyenne des granites roses ainsi que, à titre de comparaison l'analyse moyenne des leucosomes riches en K₂O provenant de la fusion des gneiss de Kivijärvi. Il faut remarquer que :

- (1) Les granites roses constituent un ensemble très homogène, comme l'attestent les basses valeurs de l'écart type (σ); le caractère le plus remarquable étant leur grande richesse en silice ($\bar{x}_{\text{SiO}_2} = 75,98\%$).
- (2) La somme $\Sigma (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ dans les granites roses est toujours inférieure à 2,7% avec une valeur moyenne de seulement 1,25%, les barylites ne constituant que 3,44% des minéraux normatifs. Il faut toutefois noter que les leucosomes riches en K₂O sont encore plus dépourvus de ces oxydes ($< 0,7\%$).

	Granites Roses		Leucosomes riches en K_2O	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	75,98	1,24	74,63	1,35
Al_2O_3	13,54	0,53	14,85	0,7
$Fe_2O_3^*$	0,92	0,47	0,45	0,2
MnO	0,02	0,01	0,003	0,002
MgO	0,19	0,13	0,13	0,08
CaO	0,67	0,37	1,65	0,2
Na_2O	3,96	0,44	4,37	0,5
K_2O	4,54	0,42	3,69	0,6
TiO_2	0,12	0,06	0,04	0,01
P_2O_5	0,06	0,03	0,01	0,01

Tab. 14-1 : Composition chimique en éléments majeurs des leucogranites roses. L'analyse moyenne des leucosomes riches en K_2O a été figurée à titre de comparaison.

- (3) Les teneurs en Al_2O_3 sont peu élevées ($\bar{x}_{Al_2O_3} = 13,54\%$) et peuvent même être aussi basses que 12,73%, malgré cela le rapport moléculaire $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ est de 1,07.
- (4) Les leucogranites sont riches en K_2O ($\bar{x}_{K_2O} = 4,54\%$) et possèdent un rapport K_2O/Na_2O moyen de 1,15, les teneurs en CaO étant très faibles ($\bar{x}_{CaO} = 0,67\%$). La somme $CaO+Na_2O+K_2O$ est quasi constante (9,17%) et est du même ordre de grandeur que celle des granodiorites à phénocristaux et des gneiss gris (9,45 %).

Le triangle normatif Ab - An - Or (O'Connor, 1965) (Fig. 14-1) permet de confirmer l'appellation de granite attribuée à ces roches. Comme le laissait supposer leur faible teneur en CaO, les leucogranites se situent près de la base du triangle. Ce caractère les différencie des granites gris (Fig. 12-1), qui dans le même graphe se placent à la limite supérieure du domaine des granites.

Le diagramme rectangulaire $K_2O = f(Na_2O)$ (Fig. 14-2) montre que tous les granites roses ont un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1 et inférieur à 1,5, ce qui fait que selon la classification de Herpum (1963) il s'agit d'adamellites. Il faut noter que si les teneurs en K_2O sont bien regroupées autour de la valeur moyenne, les teneurs en Na_2O affichent une plus large dispersion.

Le graphe $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ (Fig. 14-3), met lui aussi en évidence une évolution de la somme des alcalins des TTG (6,8%) aux granodiorites à phénocristaux (8%) et aux leucogranites roses (> 8%). Ces derniers s'inscrivent dans la lignée calco-alcaline définie par Kuno (1960) et par Mac Donald et Katsura (1964).

Dans le triangle A-F-M (Fig. 14-4) les granites roses se placent parfaitement dans le domaine calco-alcalin (Kuno, 1968). Les points se situent tous près du pôle $Na_2O + K_2O$ prolongeant ainsi la lignée définie par les granodiorites à phénocristaux non contaminées (Fig. 12-4).

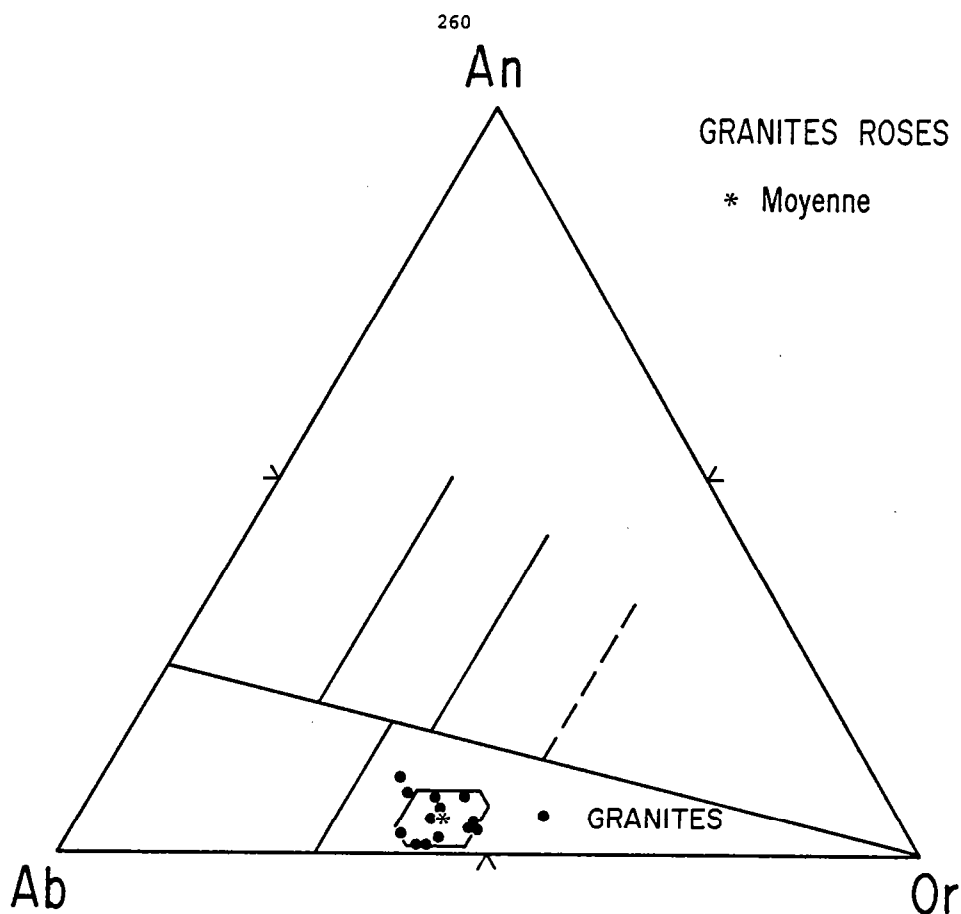


Fig. 14-1 : Triangle normatif An - Ab - Or d'après O'Connor (1965). Les points représentent les leucogranites roses et le polygone est limité par des segments de droites situés à $+\sigma$ et à $-\sigma$ de la valeur moyenne.

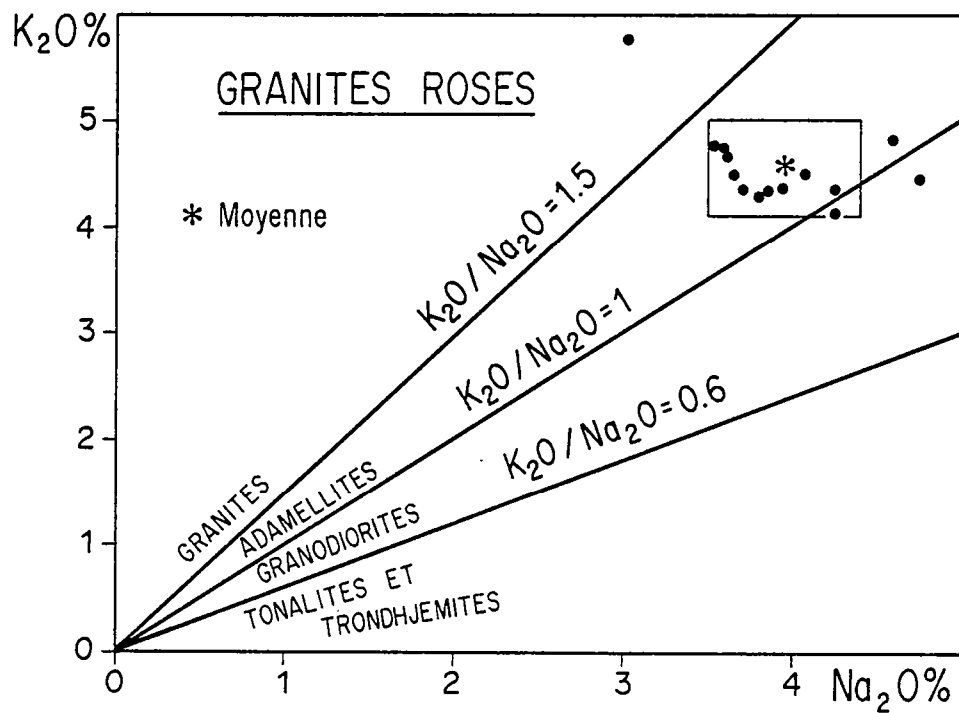


Fig. 14-2 : Diagramme $K_2O = f(Na_2O)$ (Harpum, 1963) pour les leucogranites roses.

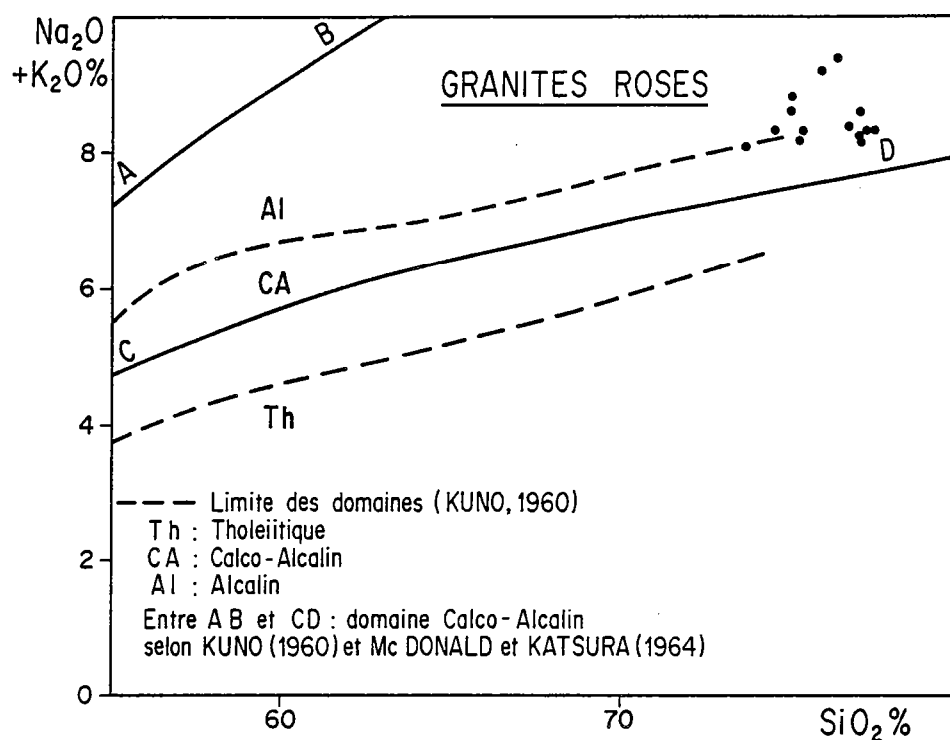


Fig. 14-3 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$ montrant le caractère calco-alcalin des granites roses. (d'après Kuno, 1960 et Mac Donald et Katsura, 1964).

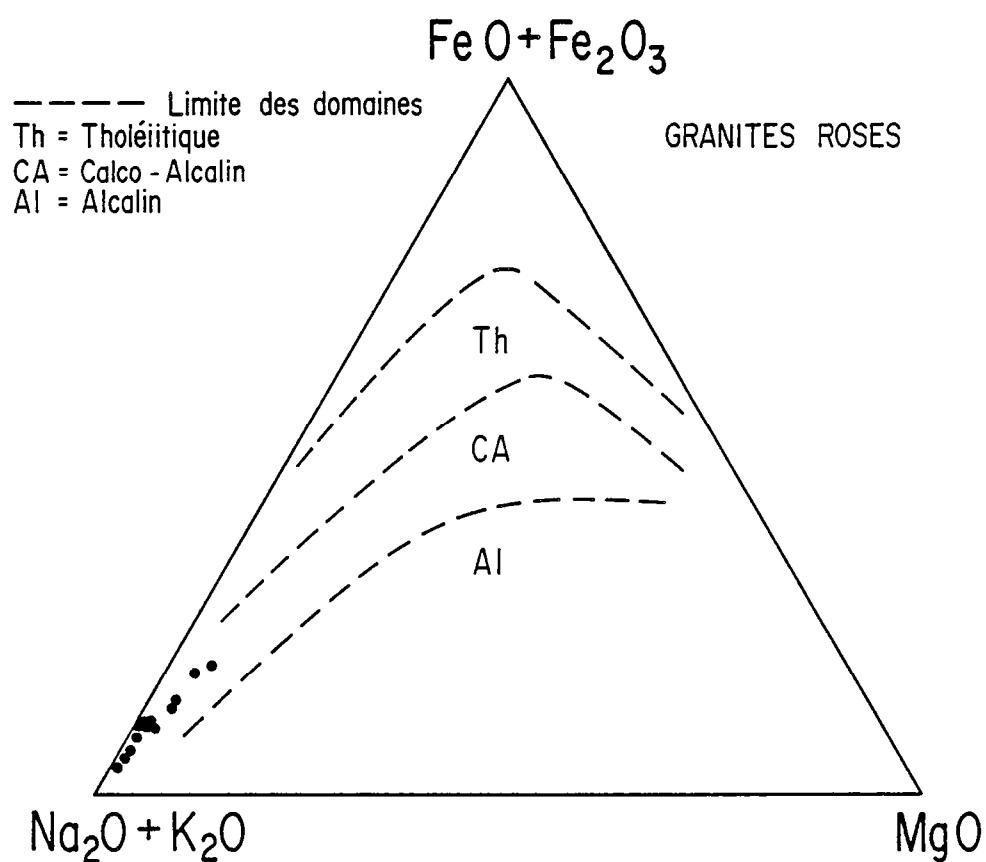


Fig. 14-4 : Triangle A - F - M (Kuno, 1968) montrant le caractère calco-alcalin des granites roses.

Les triangles Q - Ab - Or (Fig. 14-5) et K - Na - Ca (Fig. 14-6) confortent encore l'appartenance des granites roses à une lignée de type calco-alcalin. Etant donné leur composition très homogène, ils ne peuvent pas à eux seuls définir une lignée évolutive, cependant leur position est très proche de la lignée calco-alcaline classique et ne montre aucune affinité avec les lignées de type trondhjémitique.

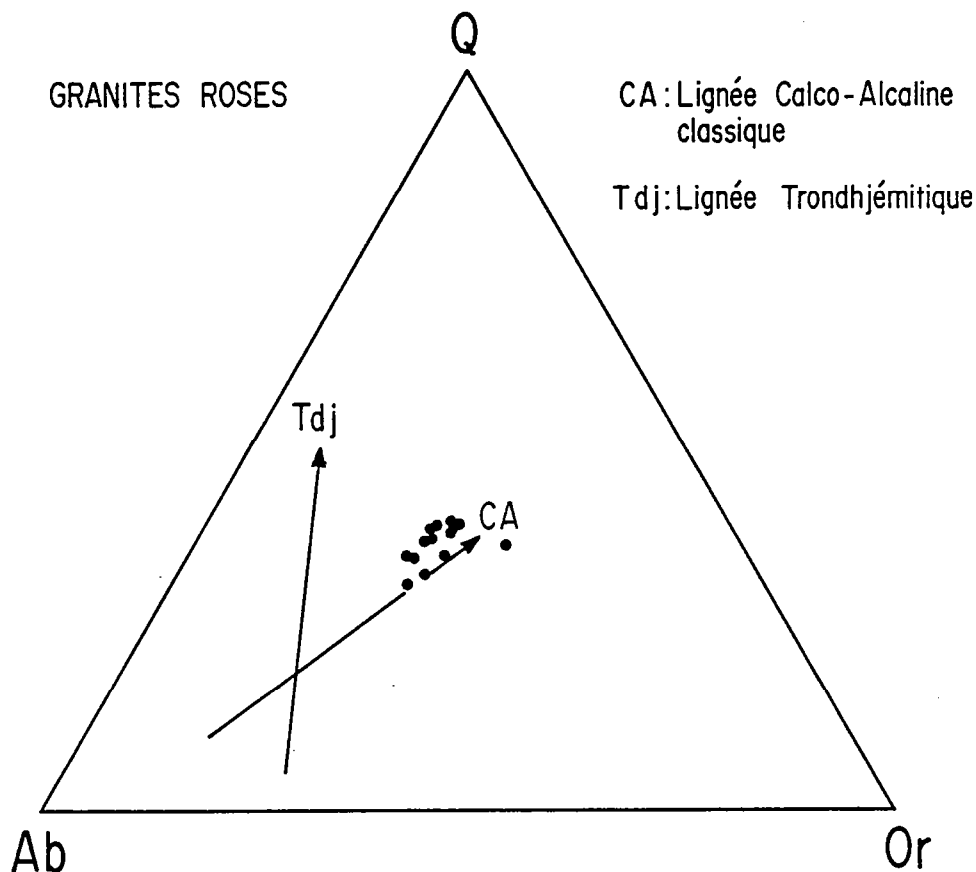


Fig. 14-5 : Diagramme Q - Ab - Or d'après Barker et Arth (1976), mettant en évidence le caractère calco-alcalin classique des granites roses.

De cette rapide caractérisation géochimique on peut retenir les points suivants :

- Les granites roses sont de vrais granites dont la composition est très homogène.
- Ils appartiennent à une lignée calco-alcaline classique, analogue à celle définie par les granodiorites à phénocristaux, mais fondamentalement différente de celle des TTG.
- Les caractères chimiques des granites roses sont intermédiaires entre ceux des granites I et S (Chappell et White, 1974) (Tab. 14-2). Toutefois comme l'avait montré l'étude pétrographique ils possèdent quelques similitudes avec les granites S (Na/K ; I_{Sr}). Ils ont tout à fait les caractères chimiques de ce que Pitcher (1983) a dénommé les granites I de type calédonien, c'est à dire provenant de la fusion de matériaux crustaux orthodérivés.

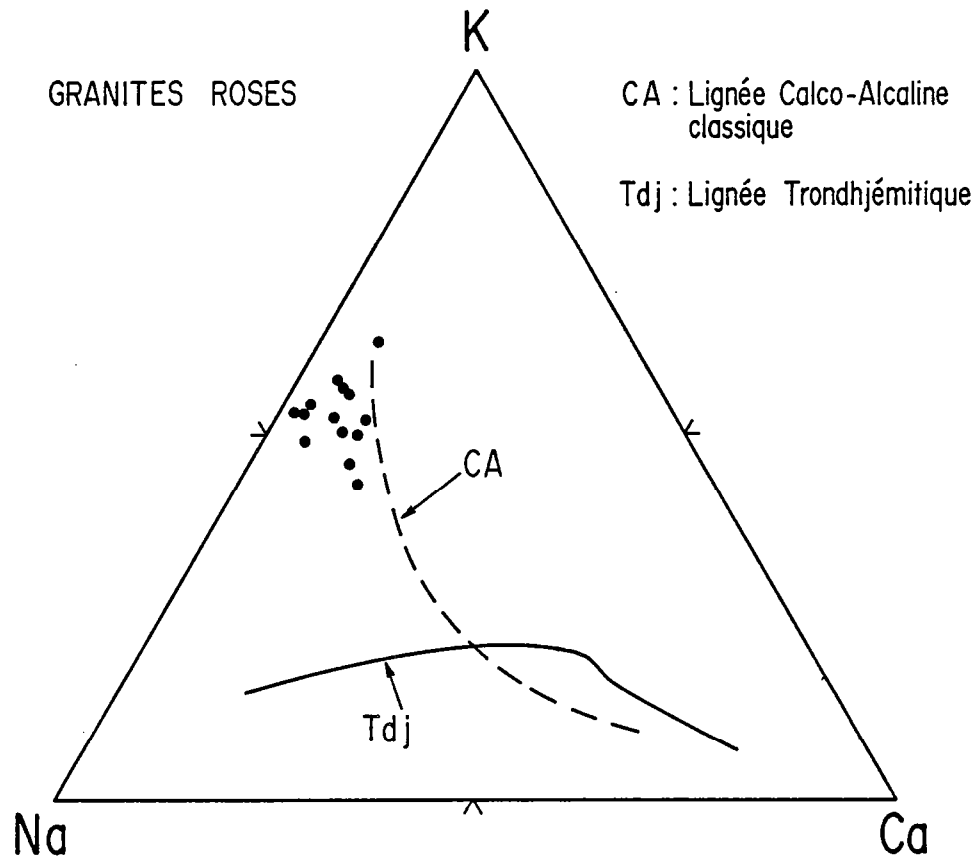


Fig. 14-6 : Diagramme K - Na - Ca d'après Barker et Arth (1976) montrant le caractère calco-alcalin classique des granites roses.

	Type I	Leucogranites roses	Type S
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$ (mol)	< 1,1	1,07	> 1,1
Na ₂ O %	> 3,2	3,96	< 3,2
Na/K	élevé	1,32	faible
Corindon normatif	< 1 %	0,92	> 1 %
I _{Sr}	faible	0,708	élevé

Tab. 14-2 : Comparaison des principaux caractères chimiques des leucogranites roses avec les caractères équivalents de granodiorites de type I et S (d'après Chappell et White, 1974 ; Hine et al., 1978 ; Didier et al., 1982).

14.3. La genèse des magmas parents des granites roses.

Comme l'ont montré l'étude pétrographique et la caractérisation géochimique, les granites roses ont des compositions dont la grande homogénéité ne permet pas de définir de lignée évolutive, ni encore moins de calculer une corrélation oxyde - SiO_2 avec une précision suffisante pour une quantification éventuelle des processus pétrogénétiques. C'est pour cette raison que je serai conduit à considérer la genèse de ces magmas d'un point de vue purement qualitatif.

14.31) La géochimie isotopique du Sr.

Les mesures radiométriques Rb-Sr effectuées sur les granites roses ont donné un âge de 2,41 G.a. avec un I_{Sr} de $0,708 \pm 0,02$ (2 σ). Bien qu'entachée d'une erreur relative importante cette valeur de I_{Sr} est significativement plus élevée que celle des gneiss gris du socle ou même que celles des granodiorites à phénocristaux et des volcanites acides de Luoma (Fig. 14-7). En conséquence, on peut catégoriquement rejeter l'hypothèse d'une genèse soit à partir du manteau, soit à partir des roches basiques et ultrabasiques du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi. Seule une croûte sialique ancienne peut, à 2,41 G.a., avoir engendré, par recyclage, des magmas possédant des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aussi élevés que 0,708.

La figure 14-7 représente aussi l'évolution des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des gneiss gris en fonction du temps (pour des Rb/Sr égaux à $\bar{x} + \sigma$). Tout comme pour les granodiorites à phénocristaux il apparaît que les gneiss de Naavala sont trop jeunes pour avoir produit des leucogranites roses. Seuls des constituants crustaux anciens du type des gneiss de Kivijärvi peuvent à 2,41 G.a., engendrer des magmas avec des I_{Sr} de 0,708. Il faut remarquer qu'en l'absence de contamination du magma par les matériaux de la ceinture de roches vertes, les I_{Sr} des granites roses sont nettement plus élevés que ceux des granodiorites à phénocristaux et des volcanites acides.

Les isotopes du Sr indiquent donc que les granites roses sont les produits du recyclage de gneiss gris de type Kivijärvi.

14.32) La géochimie des éléments majeurs.

Etant donné les résultats auxquels semble aboutir la géochimie isotopique il m'a paru important de comparer la composition des granites roses à celle des produits de fusion des gneiss de Kivijärvi, c'est à dire à celle des leucosomes riches en K_2O (Fig. 14-8).

A partir de cette figure, il est possible de mettre un certain nombre de points en relief :

- (1) Le faible étalement des teneurs en SiO_2 ne permet pas de définir de lignée évolutive.
- (2) Globalement la composition des granites roses est compatible avec celle des leucosomes riches en K_2O . Les différences les plus sensibles se situent au niveau de CaO , TiO_2 et $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$.
- (3) Lorsque le nuage de points des granites n'est pas isotrope, l'ébauche de tendance évolutive se fait toujours en direction des gneiss de Kivijärvi. En d'autres termes, les points tendent à se disposer près d'une droite joignant la moyenne des gneiss de Kivijärvi aux échantillons de granite les plus riches en SiO_2 .

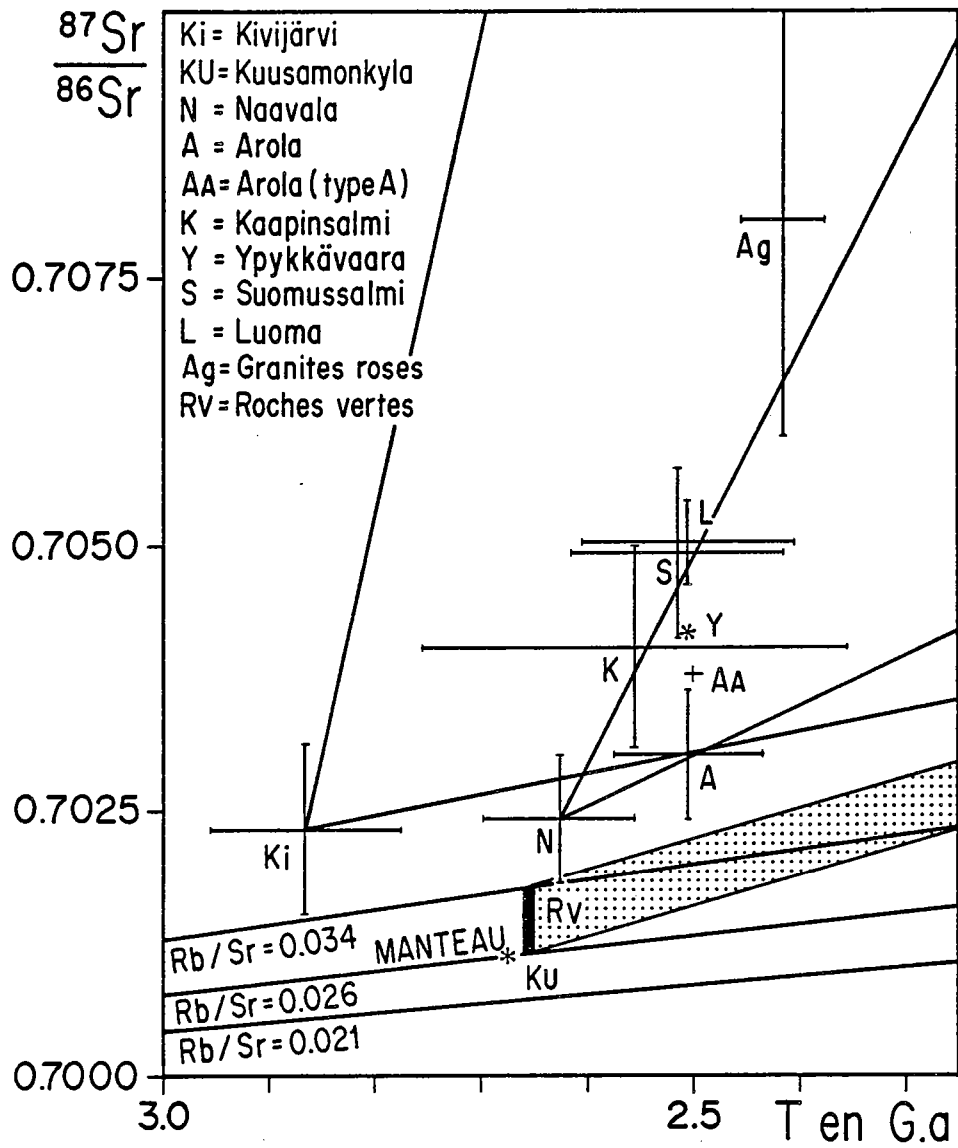
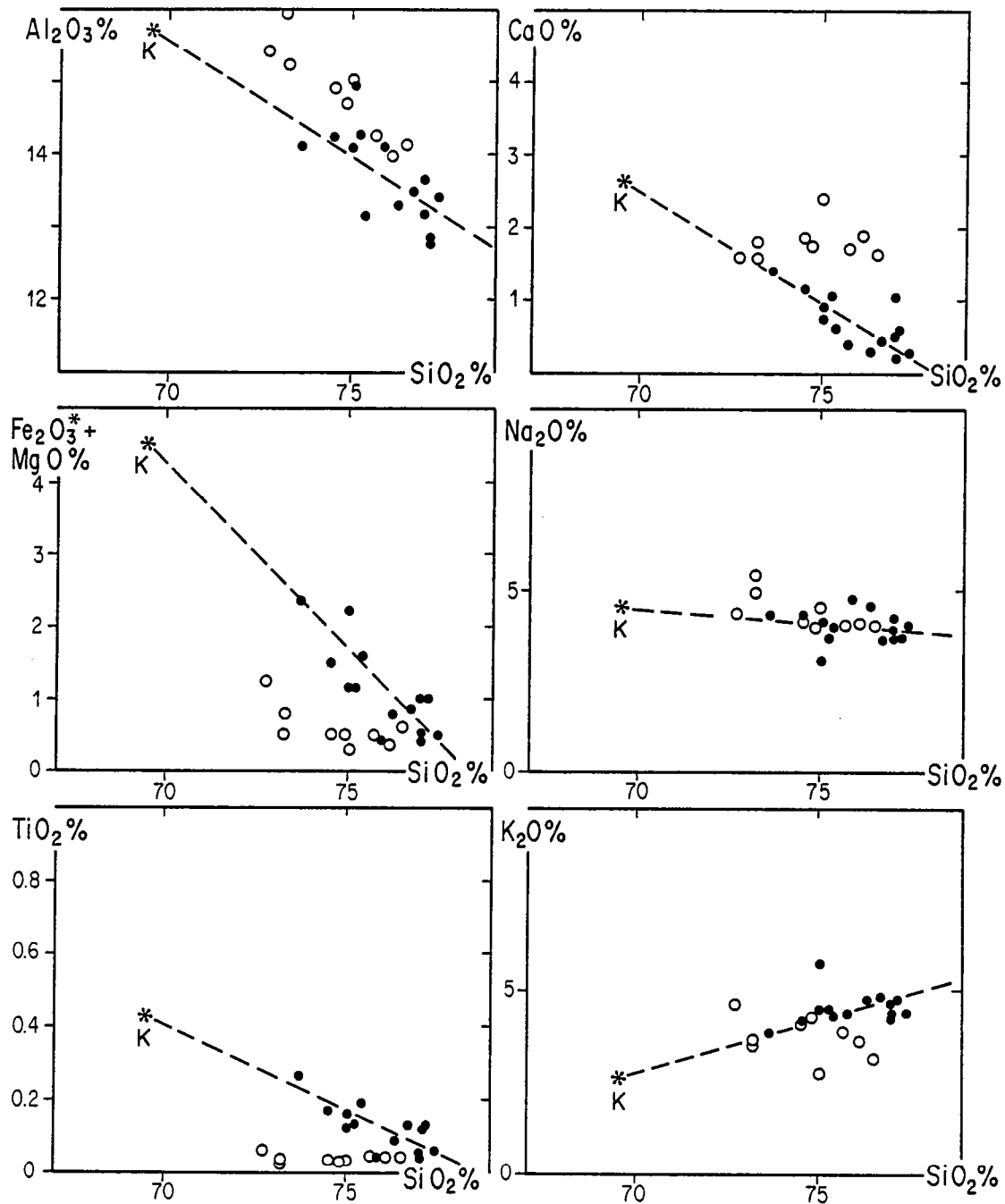


Fig. 14-7 : Diagramme $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = f(\text{Temps})$ montrant que en aucun cas les leucogranites roses (Ag) ne peuvent avoir été engendrés à partir du manteau ou des volcanites basiques et ultrabasiqes de la ceinture de roches vertes. Seuls les gneiss gris du type Kivijärvi ont pu, par recyclage à 2,41 G.a., donner naissance aux granites roses.



• Granites roses
 ○ Leucosomes riches en K_2O
 K* Moyenne des gneiss de Kivijärvi

Fig. 14-8 : Diagrammes oxyde = f (SiO_2) dans lesquels ont été figurés les leucosomes riches en K_2O , ainsi que les leucogranites roses. Il faut noter que ces derniers tendent à se disposer sur ou près d'une droite qui joint la composition moyenne des gneiss de Kivijärvi (K) aux points représentant les granites les plus riches en SiO_2 . Ce type de relation confirme le rôle joué par les gneiss gris dans la genèse des leucogranites roses.

Cette relation linéaire tend à montrer que les liquides granitiques sont bien les produits du recyclage de gneiss gris du type de ceux de Kivijärvi. Les différences de teneur en SiO_2 des granites peuvent alors être dûes i) à des taux de fusion partielle différents, ii) aux hétérogénéités de la roche de départ, iii) à une ébauche de cristallisation fractionnée.

La différence de composition (légère) qui existe entre les granites et les leucosomes indique que le résidu de fusion n'était pas strictement le même dans les deux cas. La composition des granites roses est compatible avec l'existence d'un résidu à hornblende + plagioclase alors que les leucosomes sont en équilibre avec un résidu à hornblende + biotite + plagioclase.

Dans le premier cas, c'est à dire lorsque la biotite est absente du résidu, le liquide sera plus riche en K_2O et pauvre en CaO , il sera aussi un peu plus riche en $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ et TiO_2 . Ceci est en accord avec la composition des granites.

14.33) Géochimie des éléments en traces.

Parmi les éléments en traces analysés, ceux dont le comportement diverge le plus entre les granites roses et les leucosomes potassiques sont Rb et Sr (Fig. 14-9). En effet, les granites roses sont riches en Rb ($\bar{x}_{\text{Rb}} = 182$ ppm) alors que les leucosomes n'en contiennent que 57 ppm en moyenne. A l'opposé ces derniers sont beaucoup plus riches en Sr ($\bar{x}_{\text{Sr}} = 364$ ppm), que les granites roses ($\bar{x}_{\text{Sr}} = 129$ ppm). De plus et comme pour les éléments majeurs la tendance évolutive qui tend à se dessiner passe par le point représentant la moyenne des gneiss de Kivijärvi, confortant ainsi l'existence d'un lien génétique entre ces deux types de roches. Enfin, l'enrichissement en Rb et l'appauvrissement en Sr des leucogranites sont tout à fait compatibles avec l'existence d'un résidu ne contenant pas de biotite, mais seulement de la hornblende (comme minéral coloré).

Trois spectres de REE ont été déterminés sur les granites roses (G4 - G15- G16) (Fig. 4-10). L'allure de ceux-ci est très variable au niveau des LREE alors qu'elle est rigoureusement la même en ce qui concerne les HREE. En effet, le rapport $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ est respectivement de 6,9 ; 5,5 et 4,2 alors que $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ ne varie que très peu (2,0 ; 1,8 ; 2,1). Au niveau de Eu les granites roses présentent une anomalie négative dont l'ampleur est très variable ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,55 ; 0,73 ; 0,87$). Enfin, ΣREE se corréle négativement avec SiO_2 . La figure 14-11 permet de comparer les spectres des granites roses, à celui d'un leucosome ainsi qu'à la gamme des spectres des gneiss de Kivijärvi.

- (1) Le spectre du leucosome est tout à fait comparable à celui des granites roses $\{(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 6,04 ; (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2,7 ; (\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0,50\}$. La partie LREE du spectre est intermédiaire entre celle de G 16 d'une part et celle de G 15 et G 4 d'autre part, alors que les HREE sont parfaitement semblables dans les deux types de roches. Il y a donc une parfaite compatibilité entre la composition en REE du leucosome et celle des granites roses. Tout comme le leucosome, les granites roses peuvent donc être les produits de fusion des gneiss de Kivijärvi.
- (2) Par rapport aux gneiss de Kivijärvi, les granites roses sont appauvris en LREE alors que les teneurs en HREE sont identiques. Ceci signifie que, au cours de la fusion partielle des gneiss de Kivijärvi D_{LREE} était supérieur à 1 alors que D_{HREE} était voisin de 1 (les HREE ne sont pas fractionnées). Un tel comportement des REE est tout à fait compatible avec l'existence d'un résidu de fusion à plagioclase et hornblende, contenant un peu d'allanite. En effet, la présence de moins de 0,5% d'allanite dans le résidu va provoquer un fort appauvrissement du liquide en LREE alors qu'elle sera sans influence sur le comportement des HREE ($D_{\text{La}}^{\text{Allanite/Liq}} = 960 ; D_{\text{Yb}}^{\text{Allanite/Liq}} = 54$). Afin d'obtenir un coefficient général de distribution proche de 1, il ne faut pas que la hornblende ait constitué plus de 25% du résidu. L'abondance du plagioclase peut aussi expliquer l'existence de l'anomalie négative en Eu.

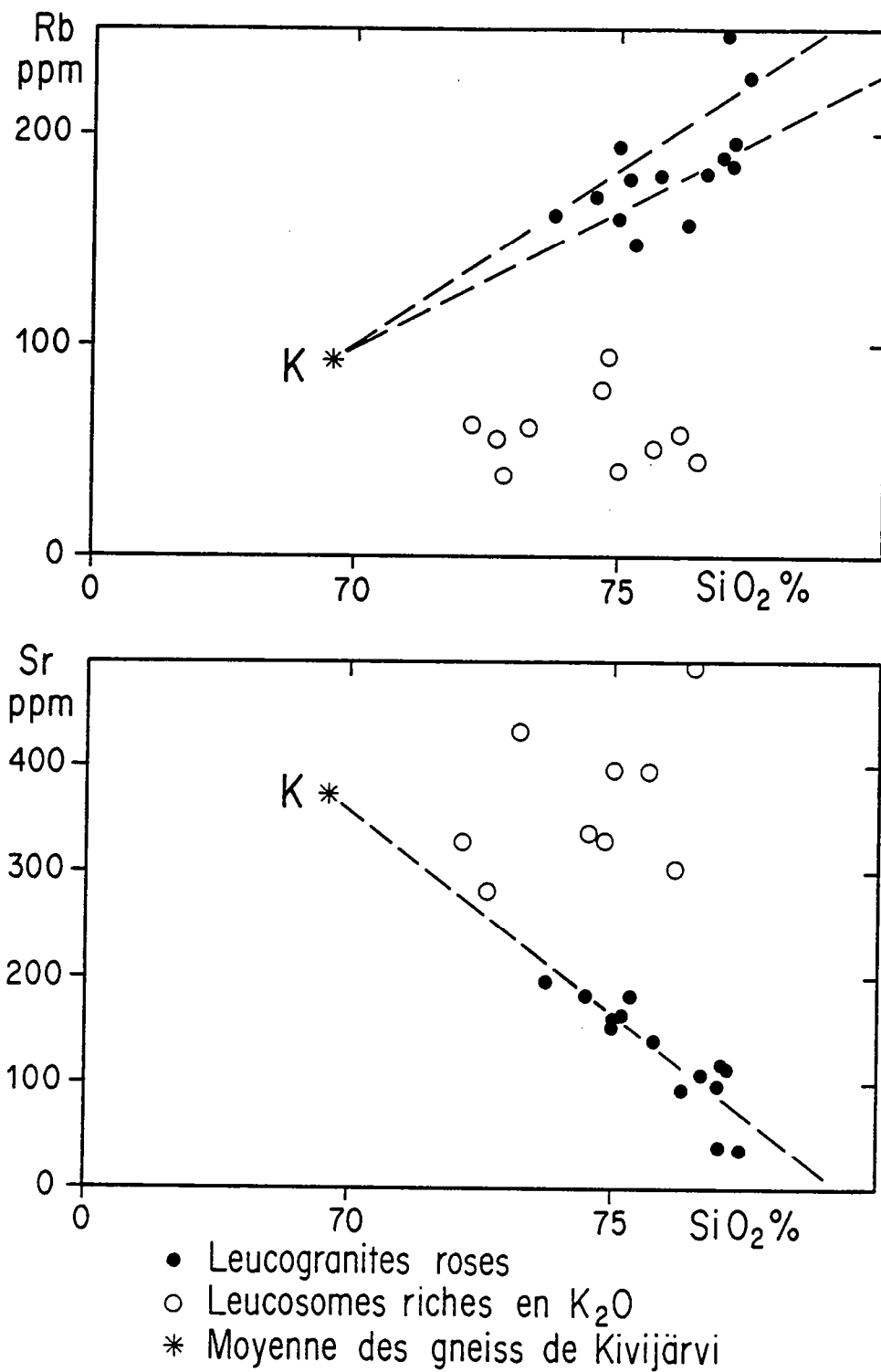


Fig. 14-9 : Diagramme $Rb = f(SiO_2)$ et $Sr = f(SiO_2)$ montrant que les granites roses (1) se différencient des leucosomes riches en K_2O ; (2) se disposent le long d'une droite joignant les granites les plus acides à la composition moyenne des gneiss de Kivijärvi (K).

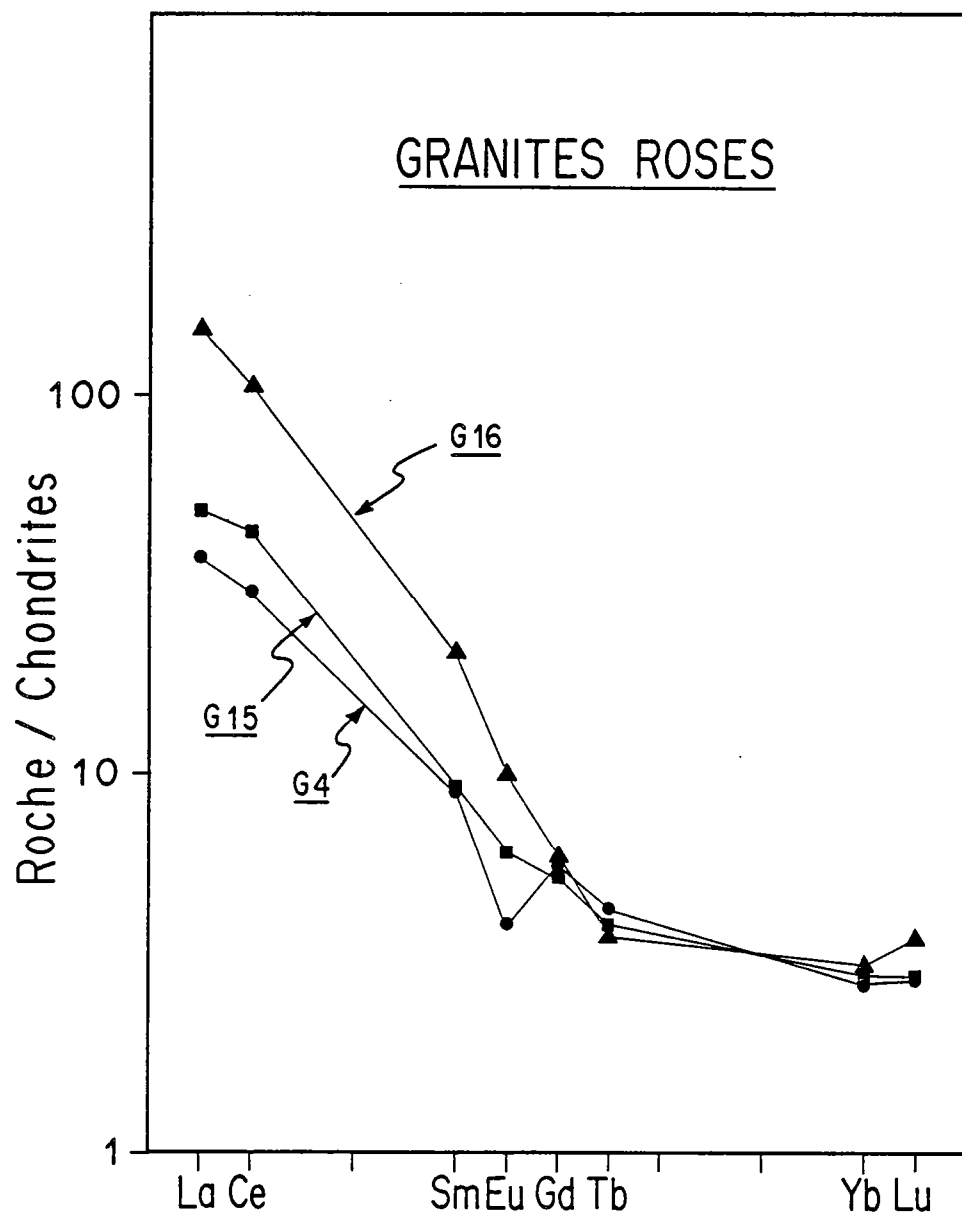


Fig. 14-10 : Spectres de REE des leucogranites roses.

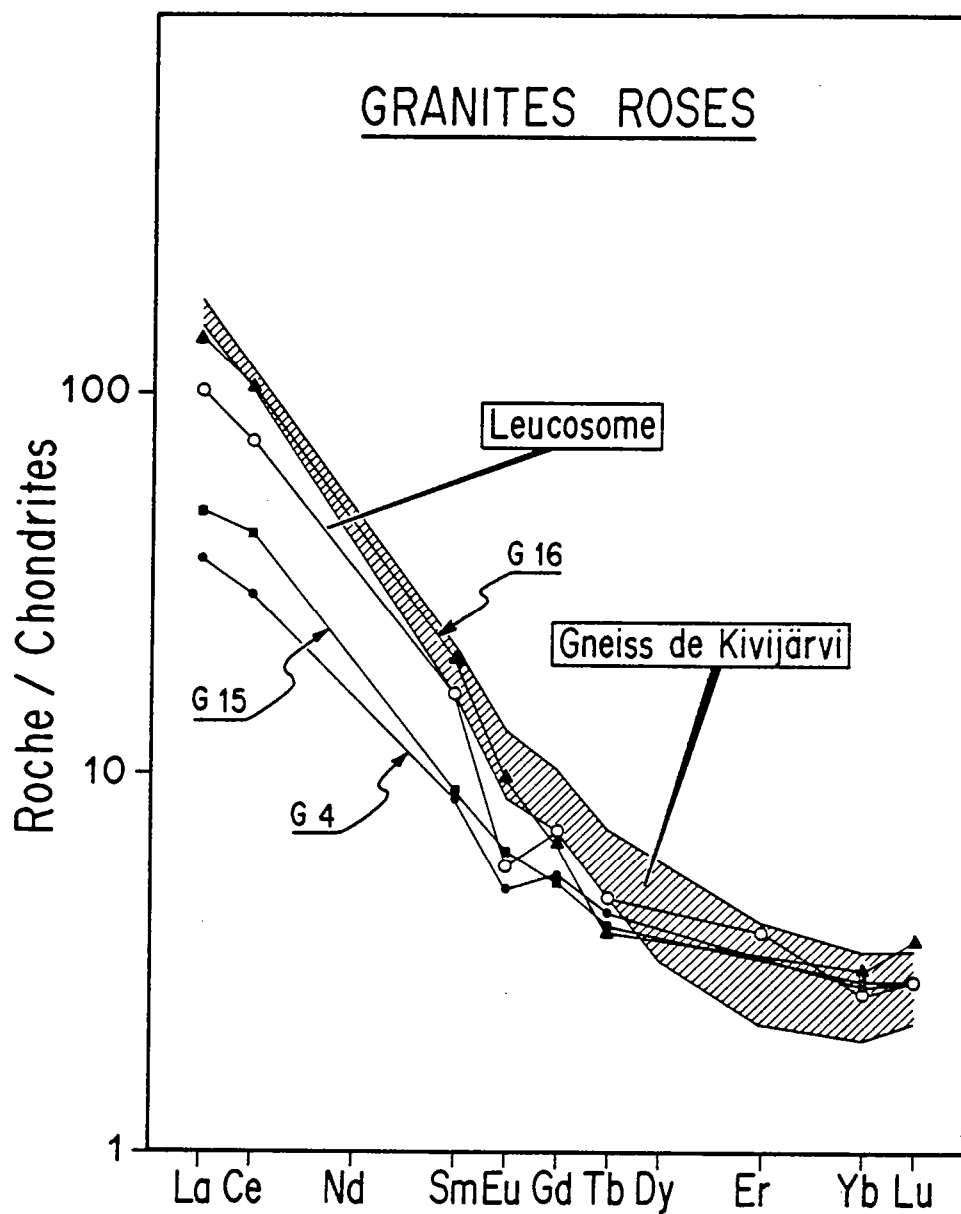


Fig. 14-11 : Comparaison des spectres de REE des leucogranites roses (1) à celui du leucosome des migmatites de Kivijärvi; (2) à ceux des gneiss gris de Kivijärvi. Le fort fractionnement des LREE des granites permet de mettre en évidence le rôle joué au cours de la différenciation par certains minéraux accessoires, tels que l'allanite.

Les REE permettent donc de confirmer et de préciser que :

- (1) les granites roses peuvent être les produits de la fusion partielle des gneiss de Kivijärvi.
- (2) le résidu de fusion (mélanosome) était alors constitué de plagioclase (75 %) et de hornblende (25 %) ainsi que d'un peu d'allanite. Cette conclusion est cohérente avec les résultats de l'étude pétrographique qui a montré que les mélanosomes des migmatites de Kivijärvi sont enrichis en allanite attestant ainsi que ce minéral reste au résidu au cours de la fusion.

Bien évidemment il est possible que de faibles quantités d'autres minéraux accessoires tels que le zircon et l'apatite aient aussi fait partie du résidu, mais cette approche purement qualitative ne permet pas de mettre en évidence leur participation éventuelle.

14.4. Conclusion.

La composition chimique, homogène des granites roses n'a pas permis de mettre en évidence une véritable lignée de différenciation et donc de quantifier les processus pétrogénétiques. Seule une approche qualitative a pu être tentée.

Les granites roses, comme le prouve en particulier leur I_{Sr} élevé (0,708) proviennent du recyclage des roches des plus anciennes du socle, c'est à dire des gneiss de Kivijärvi. Les éléments majeurs et en traces confortent cette conclusion et permettent d'en préciser quelques modalités de détail. En particulier, il a été possible de montrer que le résidu de fusion en équilibre avec les magmas granitiques, contenait de la hornblende et du plagioclase ainsi qu'une faible proportion d'allanite, alors que au cours de la formation des leucosomes des migmatites, la biotite était aussi présente dans le résidu. Les leucogranites, qui correspondent au dernier événement magmatique archéen dans cette région marquent aussi le dernier épisode de recyclage de la croûte continentale du Kainnu.

Conclusions

L'étude de la genèse des magmas archéens du Kainuu a permis de mettre en évidence les phénomènes, parfois complexes qui ont conduit à leur formation. En règle générale, les modalités de détail de ces processus ont été discutées et ont fait l'objet de conclusions partielles; aussi je ne ferai ici qu'en résumer les points essentiels :

- (1) Les TTG du socle sont issues du manteau par un processus génétique en deux stades; i) la fusion partielle du manteau supérieur donne naissance à une croûte basique. ii) cette croûte, transformée en amphibolites à grenat, fond pour engendrer les magmas TTG. Postérieurement à leur genèse, ces magmas ont subi une cristallisation fractionnée au cours de laquelle le cumulat était constitué de hornblende et de plagioclase, ainsi que d'un peu d'allanite, de zircon, d'ilménite et de magnétite.
- (2) Les magmas calco-alcalins tardi-à-post ceinture de roches vertes proviennent tous du recyclage de la croûte préexistante, et en particulier de la migmatisation des gneiss de Kivijärvi. Au moment de leur genèse ou bien au cours de leur remontée dans la croûte, les magmas sont contaminés soit par assimilation des komatiites de la ceinture de roches vertes, soit par une carbonatation produite par la circulation d'une phase fluide carbonatée. Ils subissent ensuite une cristallisation fractionnée de hornblende + plagioclase + biotite auxquels s'ajoutent un peu d'allanite, de zircon, d'ilménite et de magnétite. Au cours de ce processus la séparation du liquide et du cumulat n'est qu'imparfaitement réalisée.

Il apparaît à l'évidence que, au cours du temps les processus pétrogénétiques ont évolué d'abord ensimatiques ils deviennent ensuite ensialiques. Le tableau 14-4, ainsi que la fig. 14-12 illustrent quelques modifications géochimiques parmi les plus caractéristiques, des divers magmas produits au cours du temps.

- (1) Les composants crustaux initiaux (ici les gneiss gris, alias TTG) ont des I_{Sr} bas, sub-mantelliques (0,7011 à 0,7024) et des rapports K_2O/Na_2O faibles eux aussi (0,39 à 0,56).
- (2) Les produits du recyclage des gneiss gris ont des I_{Sr} élevés (0,7030 à 0,708) ainsi que des rapports K_2O/Na_2O élevés eux aussi (0,74 à 1,15). Enfin il faut noter en général leur plus grande richesse en SiO_2 .

Cette tendance évolutive est classique et fréquemment décrite à l'Archéen (Moorbath et Pankhurst, 1976 ; Cooper et al. 1978 ; Glikson, 1979 ; Allègre et Ben Othman, 1980 ; Condie, 1980 ; 1981 ; Moorbath et al. 1981 ; Collerson et al., 1982 ; Martin et Quèrré, 1984).

L'évolution qui se déroule sur 0,45 G.a. et que l'on a la chance de pouvoir observer sur une surface relativement restreinte, est en quelque sorte un raccourci de l'évolution de la croûte continentale au cours de l'histoire de notre planète:

- (1) formation, par fusion partielle du manteau supérieur d'une croûte basique (et ultra-basique).
- (2) genèse d'une proto-croûte sialique par fusion partielle de la croûte basique préexistante.
- (3) accréation et augmentation du volume de la croûte continentale.
- (4) lorsque la masse de croûte sialique est suffisamment importante celle-ci va pouvoir subir un recyclage qui aura une probabilité de se réaliser d'autant plus grande que le volume de croûte continentale sera grand.

En conséquence, au cours du temps la composition de la croûte continentale va tendre à se modifier : elle va progressivement devenir plus riche en SiO_2 et en K_2O et plus pauvre en Na_2O . Globalement sa composition va évoluer vers celle d'un granite. Bien évidemment, à l'Archéen ce sont les processus "juvéniles" qui étaient prédominants, ce n'est que progressivement au cours du temps que le recyclage est devenu de plus en plus important.

Du fait de la densité relativement faible des granodiorites et des granites, c'est à dire de la croûte continentale, celle-ci ne peut pas être réintroduite et réincorporée de façon substantielle dans le manteau. Après sa formation la seule évolution possible consistera par conséquent en un recyclage qui pourra être soit "endogène" (migmatisation, fusion partielle), soit "exogène" (altération, érosion). Ce processus est irréversible et unidirectionnel.

		I_{Sr}	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	Age G.a.
Magmatisme calco- alcalin	Granites roses	0,708	1,15	2,41
	Volcanites de Luoma	0,7050	0,74	2,50
	Suomussalmi	0,7049	0,95	2,51
	Arola	0,7030	0,79	2,50
Socle granito- gneissique	Naavala	0,7024	0,41	2,65
	Kuusamonkylä	0,7011	0,39	2,67
	Kivijärvi	0,7023	0,56	2,86

Tab. 14-3 : Comparaison des I_{Sr} et des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ des roches magmatiques du socle granito-gneissique (TTG) avec ceux des magmas calco-alcalin tardi à post ceinture de roches vertes.

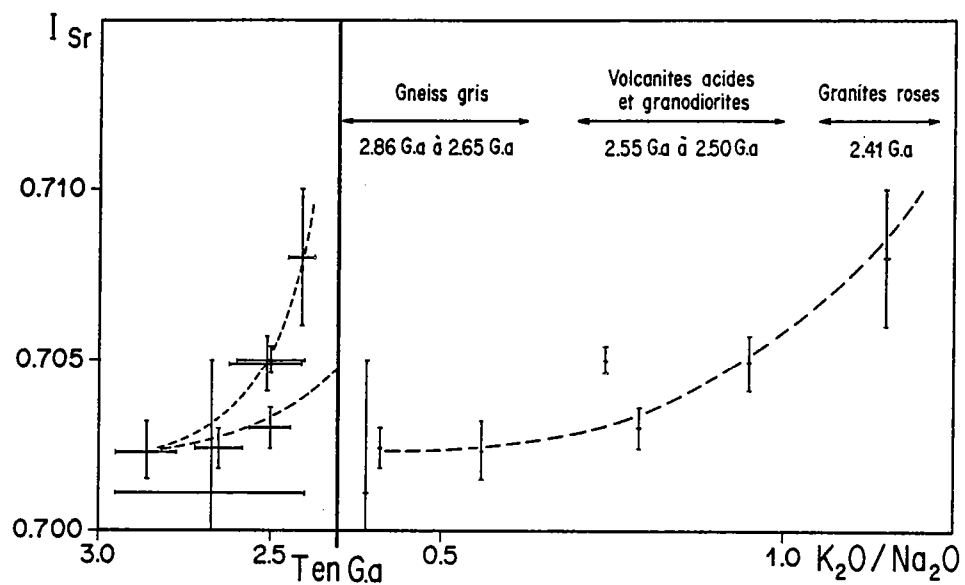


Fig. 14-12 : Diagrammes $I_{Sr} = f(\text{Temps})$ et $I_{Sr} = f(K_2O/Na_2O)$ montrant l'évolution de la composition des différents magmas produits au cours du temps au Kainuu.

4^{ème} PARTIE

Essai de reconstitution géodynamique

CHAPITRE 15

Synthèse et proposition d'un modèle géodynamique

A subject that cannot be avoided when considering continental evolution is uniformitarianism. Can Lyell's doctrine be strictly adhered to, or has it no relevance for deciphering the early geological record ?

S. Moorbath (1981).

15.1. Introduction.

Le développement des recherches et l'apparition de techniques analytiques de plus en plus précises et sophistiquées ont permis, ces dernières années, d'améliorer considérablement nos connaissances des processus pétrogénétiques, mis en jeu au cours de l'histoire précoce de la Terre. Actuellement il est possible de connaître avec une précision satisfaisante la nature de la source de la croûte continentale archéenne, ainsi que les processus de différenciation et de fractionnement qui sont intervenus au cours de sa genèse. Par contre, le contexte géotectonique dans lequel cette pétrogénèse s'est déroulée demeure totalement hypothétique et est le plus souvent l'objet d'importantes controverses.

Lorsqu'on s'intéresse à la période la plus récente de l'histoire de notre planète ($< 0,18$ G.a. et même $< 0,55$ G.a.) on a coutume d'utiliser les caractères géochimiques (éléments majeurs et en traces) des magmas comme marqueurs du contexte géotectonique de leur mise en place (Condie et al., 1969 ; Bebout, 1973 ; Pearce et Cann, 1973 ; Glassey, 1974 ; Floyd et Winchester, 1975...). La transposition d'un tel principe des causes actuelles au Protérozoïque ou pis encore à l'Archéen est un exercice périlleux qui doit être réalisé, (s'il peut l'être) avec beaucoup de précautions. En effet, depuis l'Archéen de nombreux paramètres ont pu évoluer et être actuellement différents de ce qu'ils étaient au cours de la première moitié de l'histoire de la Terre. Parmi les évidences de tels changements on peut retenir :

- L'existence à l'Archéen de grandes quantités de komatiites, alors que ces roches sont totalement inconnues après 2,5 G.a. Une telle disparition peut être attribuée à la diminution de la production de chaleur de la Terre au cours du temps.
- La rareté des roches alcalines avant 2,5 G.a., ces roches ne commençant à devenir abondantes qu'à partir du Protérozoïque inférieur.
- La masse de la croûte continentale existante était alors nettement plus faible à l'Archéen et les proto-continentes étaient de taille réduite ce qui fait que les phénomènes d'altération, d'érosion et de sédimentation avaient beaucoup moins d'importance qu'actuellement. De plus, la vie n'avait pas encore conquis la surface des continents. Enfin, il est probable qu'avant 3,5 G.a. la lune n'était pas en orbite autour de la Terre et que donc les phénomènes de marée n'existaient pas.
- Au cours du temps la masse des continents n'a cessé de croître, les processus de recyclage sont alors eux aussi devenu plus importants : d'ensimatique, la genèse des magmas a tendu à devenir principalement ensialique.
- La composition du manteau s'est modifiée : la formation de la croûte continentale s'est opérée à ses dépens et il s'est trouvé appauvri en certains éléments concentrés de la croûte.

Pour ces diverses raisons, aucune technique "toute faite" ne peut permettre de définir et de déterminer le contexte géotectonique de genèse et de mise en place des différentes unités lithologiques archéennes du Kainuu. Afin d'élaborer un modèle synthétique, la méthode utilisée ici consistera à fixer un maximum de contraintes (géologiques, structurales, pétrologiques, géochronologiques, géophysiques, géochimiques, ...). Le modèle qui prendra en compte toutes (ou à défaut un maximum de) ces contraintes sera réputé être l'un des modèles géodynamiques possibles. Il sera considéré comme étant le plus probable et le plus satisfaisant, compte tenu de nos connaissances du moment. Bien évidemment un tel modèle devra aussi expliquer les modifications géodynamiques survenues au cours du temps.

15.2. Le socle granito-gneissique (TTG).

15.21) Contraintes.

- (1) Les gneiss gris se sont mis en place sous forme de roches plutoniques à composition de TTG ; ce n'est que par la suite qu'elles ont acquis le caractère de gneiss gris qu'elles présentent aujourd'hui. Leurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux bas (0,7011 à 0,7024), les $\epsilon_{\text{CHUR}}^{\text{TTG}}$ voisins de 0 (-0,2 à + 0,4) et la valeur de $\mu = 8,05$ (calculée dans un modèle d'évolution en deux stades des isotopes du plomb (Vidal et al., 1980), permettent de fixer une contrainte fondamentale, à savoir que, en aucun cas les TTG ne peuvent être issues du recyclage d'une croûte continentale plus ancienne.
- (2) L'étude géochimique des gneiss gris a mis en évidence que, quelque soit leur âge, la différenciation que l'on y observe est le fait de la cristallisation fractionnée. Lorsqu'on fait abstraction de ce processus on s'aperçoit que les sources des TTG avaient des compositions identiques, ce qui a pour conséquence d'indiquer que le phénomène générateur des magmas TTG était un processus très général et dont les caractéristiques sont demeurées constantes au cours du temps.
- (3) Les éléments majeurs et en traces permettent d'affirmer que les TTG ne sont pas les produits directs de la fusion du manteau. Les calculs théoriques, développés dans le chapitre 10 attestent que l'hypothèse la plus probable est celle d'une genèse en deux stades successifs :
 - a) formation d'une croûte basaltique à partir du manteau.
 - b) fusion de cette croûte, alors transformée en amphibolite à grenat, pour donner les magmas TTG.

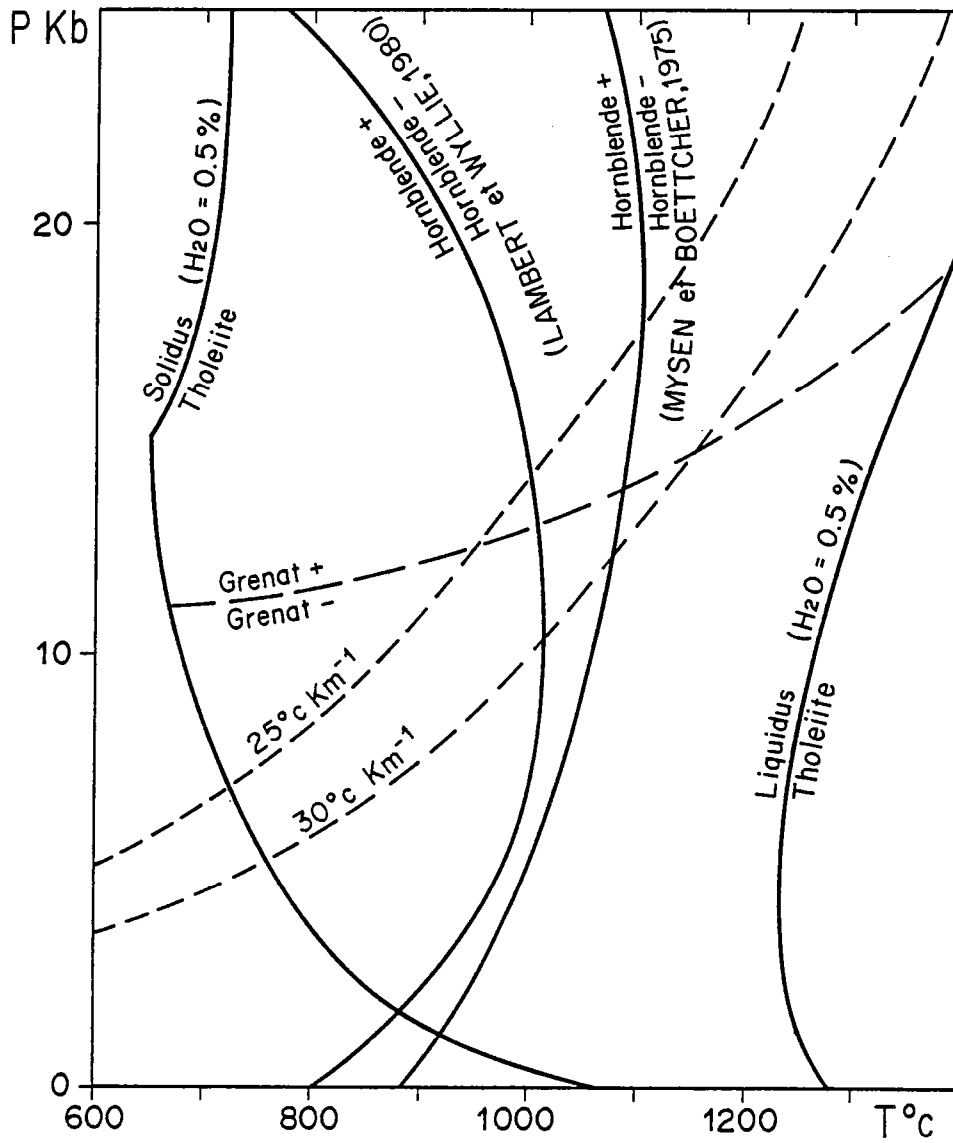


Fig.15-1 : Diagramme $P = f(T)$ dans lequel ont été représentés le solidus et les liquidus d'une tholéiite hydratée (Wyllie, 1971 ; Stern et al., 1975) ainsi que les domaines de stabilité du grenat et de la hornblende. Les gradients géothermiques de $25^{\circ}\text{C km}^{-1}$ et $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ont aussi été figurés, seuls des gradients inférieurs à $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ peuvent permettre la fusion d'une tholéiite alors que le grenat et la hornblende sont présents au résidu.

- (4) Les I_{Sr} bas et les ϵ_{TND}^{CHUR} proches de 0 impliquent que ces deux épisodes n'aient pas été séparés par plus de 0,1 G.a., et même très probablement par moins de 0,05 G.a. de telle sorte que les constitutions isotopiques sub-mantelliques aient pu être conservées.

- (5) Comme le laissait penser i) le fractionnement important des spectres de REE et ii) la forme concave de la partie HREE de ces mêmes spectres, et comme l'ont confirmé les calculs théoriques, le résidu de fusion de la croûte basaltique contenait du grenat et de la hornblende.

Ceci implique que le grenat ait été stable dans les conditions de fusion de l'amphibolite et que, en conséquence, le gradient géothermique ait été faible. En effet pour un gradient géothermique supérieur à $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ le liquidus d'une tholéiite hydratée est atteint avant que le grenat ne soit stable (Wyllie, 1971 ; Stern et al. 1975) (Fig. 15-1). De plus, la hornblende elle aussi était stable ce qui, quelque soit la courbe de stabilité considérée (Mysen et Boettcher, 1975 ou Lambert et Wyllie, 1968) nécessite que le gradient ait été inférieur à $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$; une valeur moyenne comprise entre $25^{\circ}\text{C km}^{-1}$ et $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ semblant être la plus probable.

- (6) En Finlande orientale le socle granito-gneissique couvre de vastes étendues : $0,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ ($0,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ si l'on tient compte du craton septentrional et de la Péninsule de Kola). L'épaisseur moyenne de la croûte continentale dans cette partie du Bouclier Baltique est de 45 km (Bungum et al, 1980 ; Calcagnile, 1982). Toutefois, la puissance actuelle de la couche granitique est de 20 km (Penttilä, 1972). Si, compte tenu du degré métamorphique des roches actuellement à l'affleurement, on estime à plus de 5 kilomètres l'épaisseur de croûte "granitique" érodée et disparue, cela fait une épaisseur initiale de plus de 25 km pour les TTG qui occupaient donc un volume supérieur à $8 \times 10^6 \text{ km}^3$. D'autre part, la quantité d'amphibolite à grenat nécessaire pour engendrer les TTG est elle aussi énorme ($> 30 \times 10^6 \text{ km}^3$). En effet, le taux de fusion partielle nécessaire pour produire les TTG à partir d'amphibolites est de l'ordre de 25% à 30% (Arth, 1979 ; Barker, 1979 ; Condie, 1980 ; Hanson, 1980 ; Martin et al., 1983b, 1984, ce travail). En conséquence le volume de résidu mafique doit être trois fois supérieur à celui des TTG. Un tel résidu est totalement inconnu en Finlande orientale. Il faut noter que ceci est un fait général dans tous les cratons archéens. De plus, les zones racines des plutons TTG n'ont jamais pu être observées bien que certains affleurements correspondent en fait à des profondeurs de 30 à 45 km attestées par les paragénèses granulitiques qu'on y observe (Glikson, 1979). Le modèle géodynamique devra expliquer, non seulement la fusion des amphibolites, mais aussi l'absence totale de résidu de composition mafique ou ultramafique.
- (7) La plus ancienne unité lithologique reconnue au Kainuu est l'ensemble des gneiss de Kivijärvi dont l'âge est de 2,86 G.a., les gneiss de Koitelainen (3,1 G.a.) n'étant situés qu'à 450 km plus au Nord (Kröner, 1981). Ceci revient à dire que les TTG ont été produites en dehors de tout contexte continental, et que l'environnement géotectonique devait plutôt être de type océanique. Bien évidemment, cette contrainte ne peut être valable que pour la genèse des premiers gneiss, car, par exemple lorsque les TTG de Naavala se sont mises en place il existait déjà une croûte continentale constituée par les gneiss de Kivijärvi.
- (8) Les gneiss de Kivijärvi ont subi un épisode tectono-métamorphique précoce, antérieur à la mise en place des gneiss de Naavala, et qui, se caractérise par l'acquisition d'une foliation associée à des plis isoclinaux intrafoliaux (Bowes, 1976) et par le développement d'une migmatisation.

15.22) Modèle et discussion.

Deux grandes familles de modèles peuvent expliquer comment tout ou partie d'une croûte basique peut atteindre les conditions thermodynamiques de la fusion partielle ou totale.

- (1) Des mécanismes, analogues à ceux de la tectonique des plaques, opéraient à l'Archéen. Dans ce cas, la croûte basaltique fond et disparaît dans des zones de subduction (Talbot, 1973 ; Rutland, 1973 ; Tarney et al. 1976 ; Windley, 1976, 1977 ; Windley et Smith, 1976 ; Birckle 1978 ; Burke et Kidd, 1978 ; Condie, 1980, 1981 ; Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Abbott et Hoffman, 1984 ; Campbell et Jarvis, 1984 ; Martin et al. 1984).
- (2) La tectonique des plaques (ou tout phénomène équivalent) n'opérait pas à l'Archéen. Seule la base de la croûte basaltique pouvait atteindre les conditions de la fusion (Green et Ringwood, 1968 ; Glikson, 1972 ; Barker et Arth, 1976 ; Barker, 1979). Le surépaississement crustal peut localement avoir été produit par des phénomènes de subsidence (Glikson, 1970 ; Gorman et al. 1978).

Si la tectonique des plaques n'opérait pas à l'Archéen, ceci signifie que la croûte basaltique était très épaisse. La figure 5-1 montre que dans le cas d'un gradient géothermique de $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (c'est une condition limite) le solidus d'une tholéiite n'est atteint que pour des pressions de 12 kbars, c'est à dire à des profondeurs de l'ordre de 40 km. Cette épaisseur de la croûte mafique est supérieure de 10 km à 20 km à celle évaluée par Wells (1979) pour la croûte archéenne du Groenland. Elle est aussi six fois supérieure à l'épaisseur de la croûte océanique actuelle (7 km).

Quoiqu'il en soit, dans le cas d'une croûte basaltique de 40 km d'épaisseur seuls les cinq derniers kilomètres pourront être affectés par la fusion partielle (12% des 40 km). Les TTG sont issus de la croûte basaltique pour des taux de fusion inférieurs à 30 % (25% en moyenne). En conséquence seulement 3% (25% de 12%) de la croûte basique va disparaître par fusion partielle, et servir à engendrer la croûte sialique. C'est à dire que, à tout moment, le résidu mafique et ultramafique devra représenter un volume équivalent à 97% de celui de la croûte initiale. Ce modèle prédit donc un volume de résidu trente fois supérieur à celui du magma TTG produit.

De toute évidence ce processus est absolument incompatible avec l'absence totale de résidu basique ou ultrabasique dans les terrains archéens du Kainuu. De plus, l'adjonction à la croûte de roches de faible densité, va diminuer la densité globale de celle-ci et par là même en ralentir et en contrarier le mouvement descendant. Aussi ce phénomène devrait donc s'arrêter de lui-même avant d'avoir pu engendrer de grands volumes de TTG.

L'hypothèse d'un surépaississement local par subsidence, tel le modèle décrit par Gorman et al. (1978), ne paraît pas plus réalisable. En effet, le moteur d'un mécanisme de subsidence est l'existence d'un gradient de densité (par exemple des roches ultrabasiques sur une croûte granodioritique). Une telle croûte continentale ne semble pas avoir existé avant 2,86 G.a. dans cette région, il n'a donc pas pu y avoir de forte inversion du gradient de densité, et le modèle de surépaississement par subsidence doit être rejeté.

Si la tectonique des plaques opérait à l'Archéen, les magmas TTG ont été produits dans des zones de subduction. La genèse des TTG archéennes dans des zones de subduction permet à la fois d'expliquer la fusion de la croûte basique ainsi que la disparition totale du résidu de fusion. La fusion partielle affecte alors la totalité de la croûte basique, et non plus simplement sa base. Après le départ des liquides parents des TTG, la densité du résidu croît : elle passe de $d = 3,3$ (amphibolite à grenat) à $d = 3,5$ après extraction de 25% de magma de faible densité ($d = 2,6$). Un résidu possédant une densité aussi élevée va être recyclé et réincorporé dans le manteau supérieur.

Ce processus pétrogénétique permet donc d'expliquer i) la production de vastes volumes de TTG, ii) l'absence totale de résidu mafique ou ultramafique. Enfin, il n'implique pas l'existence d'une croûte basique anormalement épaisse.

Il faut remarquer que dans ce cas, le gradient géothermique maximal de $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ n'est pas celui de la croûte continentale mais celui de l'interface croûte océanique - manteau dans la zone de subduction. La valeur moyenne de $25^{\circ}\text{C km}^{-1}$ à $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ est alors élevée pour ce type de contexte en effet actuellement les valeurs estimées sont inférieures ou égales à $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (Hasebe et al., 1970 ; Toksös et al., 1971).

Cette conclusion est en parfait accord avec de nombreux travaux théoriques récents (Birckle, 1978 ; Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Abbott et Hoffman, 1984 ; Campbell et Jarvis, 1984), qui ont montré que à l'Archéen (1) le manteau supérieur avait une température de 100°C supérieure à celle qu'il possède aujourd'hui ; (2) la température de la lithosphère au niveau des rides était de 1700°C contre 1250°C actuellement ; (3) les plaques étaient plus petites et leur vitesse de déplacement plus grande, ce qui faisait que leur vie moyenne n'était que de 0,02 G.a. contre 0,06 de nos jours. Il en résulte que au moment de la subduction la croûte océanique était beaucoup plus chaude que son équivalent moderne. En conséquence, les gradients géothermiques à l'interface croûte océanique subductée - manteau étaient nettement plus élevés à l'Archéen et la fusion de la croûte océanique dans ce contexte était possible dans les conditions de stabilité du grenat et de la hornblende.

Toutefois, le socle granito-gneissique ne possède pas de grandes structures linéaires, et ne montre pas de zones de suture. Peut-être que l'absence de celles-ci vient du fait que, au lieu d'une grande et unique plaque, il y en avait de très nombreuses petites. Dans ce cas, l'accrétion crustale ne serait pas produite uniquement par addition de magma TTG dans les zones de subduction, mais également par agrégation de petits fragments crustaux (Mac Kenzie et Weiss, 1975 ; Windley, 1977 ; Condie, 1980, 1981...). Ainsi il est très probable qu'aucune grande structure linéaire n'ait jamais existé. Les petites structures linéaires quant à elles (si elles ont existé) ont été masquées et oblitérées par de nombreuses collisions continentales ou proto-continentales. Dans les gneiss de Kivijärvi, il existe une foliation précoce associée à des plis isoclinaux intrafoliaux (Bowes, 1976 ; Blais et al., 1977a ; Bertrand et al., 1978 ; Gaál et al., 1978). Cette déformation, pourrait être le résultat d'une tectonique tangentielle due à la collision et au chevauchement de deux fragments crustaux. Le chevauchement induit un surépaississement crustal qui initie le métamorphisme et l'anatexie des TTG. Ce processus somme toute classique, peut tout à fait expliquer les structures précoces des gneiss de Kivijärvi. Il faut noter que, selon Piper (1976) ce sont de tels phénomènes d'accrétion qui, au début du Protérozoïque, ont abouti à l'apparition de super continents.

Actuellement de nombreux auteurs s'accordent pour penser que la tectonique des plaques opérait à l'Archéen. Une conséquence du refroidissement de la Terre au cours des premiers épisodes de son histoire a été l'individualisation d'une lithosphère peu épaisse. La différence de température entre la surface et les zones internes du manteau a engendré une convection mantellique qui elle-même a entraîné le déplacement de plaques (Elder, 1972 ; Rutland, 1973 ; Talbot, 1973 ; Mac Kenzie et Weiss, 1975 ; Sutton, 1975 ; Tarney et al., 1976 ; Windley, 1976, 1977 ; Windley et Smith, 1976 ; Birckle, 1978 ; Burke et Kidd, 1978 ; Condie, 1980, 1981 ; Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Campbell et Jarvis, 1984).

La première croûte à se former dans des systèmes de rides, était de toute évidence komatiitique (Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Abbott et Hoffman, 1984 ; Campbell et Jarvis, 1984). Du fait de sa forte densité elle a été rapidement ($< 0,02$ G.a.) impliquée dans des processus de subduction. Selon Campbell et Jarvis (1984), dans un tel contexte la croûte s'est déshydratée très rapidement de telle sorte que ni sa fusion, ni celle du coin du manteau sus-jacent n'ont été possibles. Les magmas calco-alcalins, et donc la croûte continentale, ne pouvaient donc pas se former dans ces conditions, ceci pouvant expliquer l'absence de croûte continentale avant 4.1. G.a.

La production de chaleur terrestre a diminué, des tholéiites se sont trouvées associées aux komatiites dans la croûte océanique, c'est la fusion de ces tholéiites dans des zones de subduction qui a donné naissance aux magmas calco-alcalins et à la croûte continentale.

15.3. La ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

La ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est l'objet de la thèse d'Etat de S. Blais. Je me contenterai donc ici de reprendre les principales conclusions de son travail et de résumer le modèle auquel il est parvenu (Blais et al., 1977a, 1978 ; Martin et al., 1984).

15.31) Contraintes.

- (1) L'environnement géotectonique de mise en place du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi était de type continental. Les données de terrain, ainsi que les mesures radiométriques, indiquent sans ambiguïté l'antériorité du socle par rapport à la ceinture de roches vertes. i) Le socle granito-gneissique a subi un événement tectono-métamorphique antérieur à la mise en place de la ceinture. ii) Les gneiss de Naavala sont recoupés par des dykes basiques appartenant à la ceinture de roches vertes (Martin et Quérré, 1984 ; Martin et al., 1984). iii) Tous les âges obtenus sur le socle sont antérieurs à celui de la ceinture de roches vertes (Vidal et al., 1980 ; Martin et al., 1983a ; Martin et Quérré, 1984). De plus, non seulement le socle est plus ancien que la ceinture, mais il se situait à proximité immédiate du lieu de sa mise en place. Cette affirmation est supportée par la composition des sédiments détritiques interstratifiés ou surmontant la séquence volcanique inférieure. Ces sédiments contiennent des minéraux provenant de l'altération du socle granito-gneissique, tels par exemple que le microcline (Blais et al., 1977a ; Bertrand, et al., 1978 ; Taipale et al., 1980). Laajoki et Lavikainen (1977) ont montré que les spectres de REE des sédiments de la ceinture de roches vertes indiquaient pour ceux-ci une roche mère granodioritique ou granitique. En conséquence, il est très probable que les sédiments soient le produit de l'érosion et de l'altération des TTG. Deux conclusions s'imposent alors : i) le socle était à proximité immédiate de la ceinture de roches vertes. ii) La ceinture formait un bassin alors que les TTG constituaient des reliefs lors de la mise en place des sédiments. Ceci démontre indirectement l'existence de mouvements orogéniques précoces très probablement liés aux modes d'accrétion crustale discutés précédemment.

Les granodiorites à phénocristaux sont les produits de l'anatexie des gneiss gris (TTG) et quelquefois elles sont contaminées par les komatiites situées à la base de la ceinture de roches vertes. La contamination a eu lieu soit dans la zone source des magmas, soit au début de leur remontée dans la croûte. Ceci implique que les gneiss gris se soient trouvés en dessous des roches vertes et donc réciproquement que ces dernières se soient mises en place par dessus les gneiss gris.

- (2) La mise en place du cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes a eu lieu en milieu marin. Ceci est attesté par l'existence de laves en coussins, essentiellement dans la série komatiitique, et par la composition minéralogique et chimique des sédiments associés aux roches volcaniques. Il s'agit principalement de schistes et de grauwackes ainsi que, en moindre quantité, de quartzites, de conglomérats, et de formations ferrifères rubanées ("banded iron formations") (Blais et al., 1977a ; Tuokko, 1979 ; Taipale et al., 1980 ; Auvray et al., 1982). Toutefois l'existence de brèches et de scories (Auvray et al., 1982) et le dépôt de fer rubané, sont autant d'arguments indiquant que le dépôt des sédiments, et donc des

roches vertes s'est fait sous une faible tranche d'eau (Goodwin, 1973 ; Auvray, 1979) et à proximité du continent (caractère grossier et immature des sédiments). Enfin, les laves intermédiaires et acides du cycle volcanique supérieur ont parfois été mises en place sous forme de tufs, c'est à dire quelquefois même à l'air libre.

- (3) La ceinture de Kuhmo-Suomussalmi a une structure linéaire, elle s'allonge sur 200 km alors que sa largeur ne dépasse jamais 20 km. Géométriquement, le cycle volcanique inférieur forme un synclinorium dans le socle granito-gneissique (Blais et al., 1977a). Cette structure est confirmée par les nouvelles cartes levées dans cette région (Hyppönen, 1973, 1976, 1978, 1983 ; Hanski, 1979 ; Taipale, 1979 ; Tuokko, 1979). Le fait que l'agent contaminant des granodiorites à phénocristaux soit de nature komatiitique implique que ce sont ces roches qui se trouvaient au contact ceinture de roches vertes - socle, les komatiites formant la base de la ceinture, la structure de celle-ci est donc compatible avec celle d'un synclinal. Une étude précise et détaillée du socle granito-gneissique, de sa structure, de sa composition minéralogique et chimique montre que celui-ci est exactement le même de part et d'autre de la ceinture de roches vertes. Cet élément ajouté à la structure de la ceinture tend à prouver que celle-ci s'est mise en place dans un seul et unique segment crustal plutôt qu'entre deux fragments crustaux différents.
- (4) Les laves basiques et ultrabasiques sont de nature tholéiitique et komatiitique. Jahn et al. (1980a) pensent que tout cet ensemble provient de trois sources différentes, que l'on peut caractériser à l'aide de leurs spectres de REE; les teneurs en HREE sont identiques, mais il existe de grandes différences en ce qui concerne les LREE (spectres très appauvris, moyennement appauvris, plats). Jahn et al. (1980a) considèrent que la fusion partielle et la ségrégation des magmas se sont effectuées à des profondeurs différentes : un manteau hétérogène aurait été échantillonné à différents niveaux par la remontée d'un diapir péridotitique. Il faut remarquer que ces auteurs expliquent l'existence d'hétérogénéités mantelliques comme étant une conséquence de la formation de la croûte continentale à composition de TTG.

La genèse de magmas komatiitiques nécessite des taux de fusion de la pyrolite voisins de 50% (Green, 1975 ; Arndt, 1977 ; Blais et al., 1977b ; Naldrett et Turner, 1977 ; O'Nions et Pankhurst, 1978 ; Nesbitt et al., 1979 ; Jahn et al., 1980a ; Auvray et al., 1982 ; Nisbet, 1982). De tels taux de fusion partielle ne peuvent être atteints qu'à une très grande profondeur et/ou avec des gradients géothermiques très élevés (Green, 1975 ; Sun et Nesbitt, 1978 ; Jahn et al., 1980a ; Nisbet, 1982). Un gradient géothermique anormalement élevé ne peut être produit que par la remontée d'un diapir mantellique (depuis plus de 400 km de profondeur ?). En raison de la taille automatiquement limitée du diapir, le gradient géothermique élevé devra se restreindre à une anomalie thermique très forte mais aussi très localisée.

15.32) Modèle et discussion.

De nombreux auteurs considèrent le cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi comme représentant un paléo-océan (Blais et al., 1977a ; Auvray et al., 1982 ; Martin et al., 1984, et avec quelques restrictions Gaál et al., 1978). En se basant sur la nature chimique des laves basiques et ultrabasiques ainsi que sur les associations magmatiques (péridotites, gabbros, dolérites, laves massives et en coussins) Blais et al. (1977a) ont été conduits à considérer la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi comme un "ophiolitoïde". Il faut noter qu'un consensus s'est établi pour faire des ceintures de roches vertes, quelque-elles soient, d'anciennes croûtes océaniques (Glikson, 1970, 1972 ; Goodwin et Ridler, 1970 ; White et al., 1971 ; Windley 1973, 1977 ; Engel et al., 1974 ; Jahn et al., 1974 ; Burke et al., 1976 ; Condie, 1975, 1980, 1981 ; Tarney, 1976...).

Actuellement, la surface occupée par la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est négligeable par rapport aux vastes étendues de gneiss gris. Aussi la question qui se pose est la suivante : Les roches vertes sont-elles les reliques d'un vaste océan? Si celui-ci a existé, il a aujourd'hui disparu et la ceinture de roches vertes représente une suture entre deux blocs continentaux. La croûte océanique aurait alors été consommée dans une zone de subduction (Blais et al. 1977a). De nombreux arguments semblent cependant s'opposer à une telle conclusion; je ne ferai ici que les énumérer car ils feront l'objet d'une discussion plus détaillée lorsqu'il sera question de la genèse des magmas calco-alcalins.

- (1) La tectonique dans les roches vertes et dans le socle adjacent est verticale alors que dans le cas d'une subduction on devrait avoir une tectonique horizontale (collision).
- (2) La nature du socle est strictement la même de part et d'autre des roches vertes.
- (3) Les magmas calco-alcalins se répartissent de façon symétrique aux abords immédiats de la ceinture alors que dans le cas d'une zone de subduction on observe une forte assymétrie.
- (4) La quantité de magma calco-alcalin post-ceinture est trop faible pour être compatible avec l'existence d'un vaste océan.

De nombreuses évidences font que l'hypothèse de l'existence d'un vaste océan doit être rejetée. Il paraît alors plus raisonnable de considérer le développement d'une croûte océanique dans un environnement ensialique. Blais et al. 1977a, sur la base de données de terrain avaient envisagé un environnement géotectonique de type proto-rift : l'ouverture du rift se produit dans un contexte ensialique, mais ce processus s'arrête rapidement, interdisant le développement d'un vaste océan.

L'étude détaillée de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi a montré que celle-ci n'était constituée que d'un grand cycle d'activité volcanique qui a évolué de komatiites à la base à des tholéiites puis à des volcanites intermédiaires et acides au sommet (Blais et al. 1977a; Martin et Quéréré, 1984; Martin et al., 1984). De ce point de vue le Kainuu diffère de nombreux autres boucliers archéens où les ceintures de roches vertes sont polycycliques (Anhausser et al., 1969; Hubregtse, 1976; Ayres, 1977; Goodwin, 1979). La nature monocyclique de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi plaide en faveur de l'hypothèse d'un proto-rift.

La structure de la ceinture de roches vertes est une vaste synforme (Fig. 15-2) dont les contacts avec le socle sont affectés par des failles normales. L'épaisseur actuelle des séries volcaniques basiques et ultrabasiques peut être estimée à 5000 m ou 6000 m (Blais et al., 1978; Taipale et al., 1980). La largeur de la ceinture ne dépasse jamais 20 km (elle peut même être inférieure à 2 km). La forme linéaire ne peut donc pas être totalement primaire et les roches vertes devaient couvrir à l'origine de plus vastes étendues. Cette hypothèse est corroborée par l'existence de nombreux petits fragments de roches vertes (décamétriques à kilométriques) dissimulés et dispersés sur le socle granito-gneissique de part et d'autre de la ceinture (Gaal, et al., 1976; Rybakov et Lobach-Zhuckenko, 1981). Cette observation indique que i) la ceinture couvrirait une surface bien supérieure à celle qu'elle occupe aujourd'hui, ii) elle repose bien sur le socle granito-gneissique c'est à dire sur une croûte sialique préexistante. Les ceintures de Kenozero, Kozhozero, Taksja, Hautavaara, Kostamuskoa, Jalonvaara... en Union soviétique, présentent à ce point de vue tout à fait les mêmes caractéristiques que celles de Finlande (Rybakov, 1980; Rybakov et al., 1979, 1981).

Ce type d'agencement et de relation socle-roches vertes rappelle beaucoup le cas des ceintures de roches vertes du Bouclier canadien. Goodwin et Ridler (1970) ont défini, en Abitibi, de vastes complexes volcaniques de 100 à 175 km de diamètre, chacun de ceux-ci étant constitué de plusieurs centres éruptifs. Selon Gorman et al. (1978) ces ceintures de roches

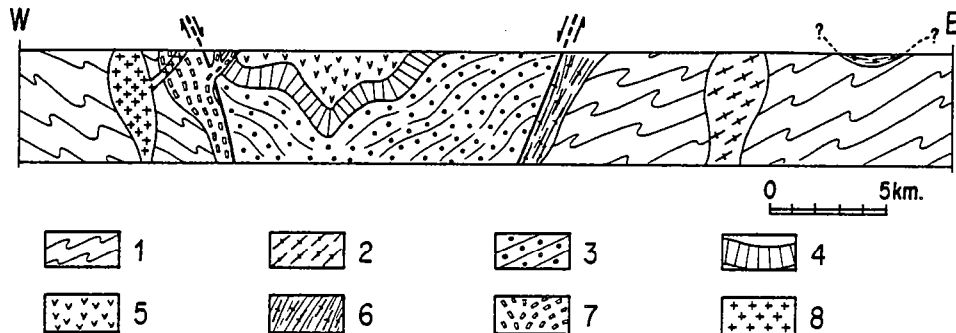


Fig. 15-2 : Coupe schématique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi.

Socle	1	- 2,86 G.a.	Gneiss gris de Kivijärvi.
	2	2,69- 2,65 G.a.	Gneiss gris de Naavala.
Ceinture de roches vertes	3	- 2,65 G.a.	Cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique.
	4	-	Métasédiments.
	5	- 2,50 G.a.	Cycle volcanique supérieur acide et intermédiaire.
Plutons calco-alcalins	6	- post 2,65 G.a, anté 2,50 G.a.	Plutons granodioritiques déformés
	7	- 2,50 G.a.	Granodiorites à phénocristaux.
	8	- 2,41 G.a.	Leucogranites roses

vertes se sont mises en place le long de zones de distension (analogues aux rifts actuels) : d'énormes volcans boucliers se sont édifiés par dessus une croûte sialique le long d'une zone intensément fracturée. Rybakov et al. (1981) aboutissent à la même conclusion et au même modèle en ce qui concerne les roches vertes de Karélie soviétique. Il résulte de tout ceci que si la forme de la ceinture de roches vertes est bien une conséquence de sa mise en place dans un système de rift, elle ne reflète pas du tout l'extension réelle de l'ensemble du complexe volcanique.

Le rift né dans une croûte continentale a très probablement été induit par la remontée d'un panache mantellique. Cette hypothèse est inéluctable si l'on veut expliquer le volcanisme komatiitique. En effet, la genèse de ces magmas nécessite la fusion de près de 50 % de la pyrolite et par là même implique que les températures (> 1700°C) et les pressions (> 100 Kb) aient été très élevées. Aussi imagine-t-on que les magmas komatiitiques ont été engendrés à de grandes profondeurs (150 à 400 km pour Nisbet, 1982 ; 400 km pour Nesbitt et Sun, 1976 ; Nesbitt et al., 1979 ; et même à l'interface coeur-manteau pour Campbell et Jarvis, 1984).

La remontée d'un tel diapir va créer une anomalie thermique et un bombement qui pourront induire un amincissement de la croûte continentale et ainsi initier le développement du rift (Birckle et al., 1975 ; Condie, 1975, 1980, 1981 ; Nesbitt et al., 1979 ; Nisbet, 1982). Toutefois le diapir mantellique devait être de dimensions réduites car contrairement à ce qui se passe dans les autres ceintures de roches vertes, l'activité volcanique a été monocyclique.

Ceci peut parfaitement expliquer que l'évolution se soit arrêtée au stade de proto-rift et ne se soit pas poursuivie par le développement d'un vaste océan.

15.4. Le magmatisme calco-alcalin tardi-ceinture de roches vertes.

Les manifestations magmatiques calco-alcalines comprennent :

- Le cycle volcanique supérieur intermédiaire à acide de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.
- Les plutons granodioritiques et granitiques.

15.41) Contraintes.

- (1) Les magmas calco-alcalins se sont mis en place i) soit sous forme d'andésites, de dacites et rhyolites au dessus des volcanites basiques et ultrabasiques du cycle inférieur de la ceinture de roches vertes, ii) soit sous forme de granodiorites et de granites intrusifs dans ces mêmes roches vertes. Leur nature calco-alcaline, corroborée par ce travail (Fig. 12-4, 13-2, 14-4) avait déjà été mise en évidence par de nombreux auteurs (Lobach-Zhuckenko et al., 1976 ; Blais et al., 1977a, b ; Gaál et al., 1978 ; Jahn et al., 1980 ; Vidal et al., 1980 ; Taipale et al., 1981 ; Auvray et al., 1982 ; Martin et Quéréré, 1984 ; Martin et al., 1984).
- (2) Les I_{Sr} des roches calco-alcalines sont élevés (0,703 à 0,705 pour les granodiorites et volcanites acides et 0,708 pour les granites roses). En aucun cas, de telles roches peuvent être issues du manteau ou même de la fusion des volcanites du cycle inférieur de la ceinture de roches vertes. Elles proviennent du recyclage d'une croûte sialique plus ancienne et les gneiss gris de Kivijärvi semblent en être la source la plus probable (voir § 12-5, 13-3, et 14-3).
- (3) Le magmatisme calco-alcalin est géographiquement étroitement associé à la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi. Les volcanites acides et intermédiaires sont confinées dans la partie supérieure de la ceinture. Elles affleurent surtout dans la région située au Nord de Suomussalmi où la ceinture est la moins profondément érodée. Schématiquement les volcanites acides et intermédiaires occupent le cœur de la synforme (Fig. 15-2) ; elles sont totalement inconnues en dehors de la ceinture (reposant sur le socle, par exemple).
 - Les cartes anciennes et récentes (Wilkman, 1921, 1924 ; Matisto, 1954 ; Hyppönen, 1973, 1976, 1978, 1983 ; Hanski, 1979 ; Taipale, 1979 ; Tuokko, 1979) ainsi que mon propre travail de terrain montrent que les granodiorites à phénocristaux sont intrusives i) parfois dans la ceinture de roches vertes, ii) plus souvent dans le socle granito-gneissique, à proximité immédiate de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, iii) très fréquemment dans le contact socle-ceinture de roches vertes. Le modèle géotectonique devra donc expliquer ce lien géographique ainsi d'ailleurs que la répartition symétrique des magmas calco-alcalins de part et d'autre de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.
- (4) L'étude pétrographique ainsi que l'analyse géochimique ont mis en avant le rôle important joué par les phénomènes de contamination des magmas calco-alcalins. L'argumentation et la discussion développées dans le chapitre 12-3 ont conclu que quel que soit le mode de contamination (carbonatation ou assimilation) l'agent contaminant provenait des roches vertes. Il a même été possible d'établir qu'une grande partie de cette contamination avait eu lieu au niveau de la source des magmas. Le lien entre les magmas calco-alcalins et les roches vertes n'est donc pas seulement géographique, mais aussi génétique.

- (5) Les contacts entre le socle granito-gneissique et la ceinture de roches vertes sont i) oblitérés par l'intrusion des granodiorites à phénocristaux ou alors ii) fortement déformés par une tectonique cassante. Le plus souvent celle-ci se manifeste par des failles normales avec un mouvement relatif descendant de la ceinture de roches vertes (Blais et al., 1977a ; Martin et al., 1984).
- (6) Deux générations de plutons calco-alcalins peuvent être distinguées. L'une, la plus ancienne, est affectée par les failles normales; la seconde, par contre, oblitère ces structures. Les granodiorites à phénocristaux qui ont été l'objet de datations radiométriques appartiennent toutes à cette seconde génération. Les âges de 2,55 G.a. à 2,50 G.a. marquent donc les derniers épisodes de ce magmatisme. Celui-ci s'est déroulé entre 2,65 G.a. (âge de mise en place de la ceinture de roches vertes) et 2,55 G.a. (âge d'intrusion des granodiorites non déformées). Il s'est donc écoulé moins de 0,1 G.a. et même, très probablement, moins de 0,05 G.a., entre la mise en place des roches vertes et le début du magmatisme calco-alcalin.

15.42) Modèle et discussion.

Tout comme dans le cas de la genèse des TTG deux grandes familles d'hypothèses permettent d'expliquer l'origine et le développement de l'activité magmatique calco-alcaline.

- (a) Ces magmas sont engendrés dans un contexte de subduction, ils sont le produit de la fusion partielle de la croûte océanique subductée ou du manteau hydraté sus-jacent. Dans le cas du Kainuu, la plaque océanique serait représentée par les roches volcaniques basiques et ultrabasiques de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.
- (b) Les roches vertes se sont enfoncées par subsidence dans la croûte sialique; celle-ci entraînée dans le mouvement descendant à atteint les conditions thermo-dynamiques de la fusion partielle, et a engendré les magmas calco-alcalins.

La première de ces solutions ne peut pas expliquer toutes les contraintes discutées précédemment :

- Dans le cas d'une subduction le style tectonique aurait dû être horizontal et non par vertical comme c'est le cas ici.
- Les magmas calco-alcalins s'agencent de façon symétrique de part et d'autre de la ceinture de roches vertes, alors que dans une zone de subduction cette symétrie n'existe pas. De plus, lorsqu'on s'éloigne du "trench" la composition des magmas change; par exemple pour une même teneur en SiO_2 , les teneurs en K_2O augmentent (Kuno, 1959, 1960 ; Sugimura, 1960, 1968 ; Miyashiro, 1972 ; Dickinson, 1975 ; Gill, 1981). En d'autres termes la subduction induit une zonation du magmatisme calco-alcalin. Une telle distribution est totalement inconnue au Kainuu.
- L'étude géochimique a établi que les magmas calco-alcalins étaient les produits du recyclage des gneiss de Kivijärvi. Dans une zone de subduction les magmas calco-alcalins proviennent de la fusion de la croûte océanique et/ou du manteau hydraté (voir entre autres, Wyllie, 1983). Il y a donc ici une incompatibilité majeure entre ce modèle et la réalité.
- Enfin, la discussion développée à propos de la ceinture de roches vertes a montré que l'ouverture du rift avait avorté précocement et que jamais il n'y avait eu océanisation.

Tous ces arguments font que l'hypothèse d'une subduction doit être rejetée.

Le modèle de subsidence des roches vertes permet de rendre compte de toutes les contraintes. En s'appuyant sur les résultats expérimentaux de Ramberg (1967, 1971, 1973) Gorman et al. (1978) décomposent le processus en cinq épisodes (Fig. 15-3).

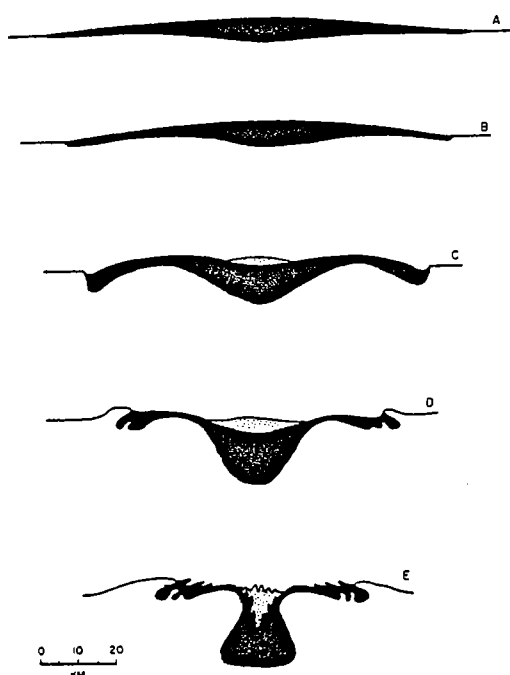


Fig. 15-3 : Représentation schématique de la subsidence d'une ceinture de roches vertes dans une croûte sialique (d'après Gorman et al., 1978). La croûte est représentée en blanc, les roches volcaniques en noir, et les sédiments en pointillés.

- (a) Mise en place sur une croûte sialique d'un grand volcan bouclier de près de 100 km de diamètre et dont l'épaisseur est de l'ordre de 5000 m à 7000 m.
- (b) En raison de l'inversion du gradient de densité, le centre (et aussi la périphérie) du volcan commencent à s'enfoncer.
- (c) Le mouvement descendant des roches volcaniques continue en développant dans la partie centrale, un bassin dans lequel s'accumulent des sédiments détritiques. Au même moment peuvent aussi se former des synformes marginales.
- (d) La subsidence se poursuit induisant un important raccourcissement de la pile volcanique ainsi qu'un approfondissement du bassin sédimentaire.
- (e) Les roches vertes prennent la forme d'un champignon inversé et induisent une réactivation de la croûte sialique adjacente.

Qu'en est-il de ce modèle dans la région de Kuhmo-Suomussalmi? Les komatiites et les tholéiites sont très denses (respectivement 3,15 à 3,2 et 2,9 à 3,0) et elles se sont mises en place sur une croûte sialique de composition TTG et de densité plus faible ($d \sim 2,7$). En d'autres termes, tout le long du rift proto océanique, des roches volcaniques très denses se sont déposées et accumulées sur une croûte continentale moins dense. Il en est résulté une inversion du gradient de densité qui a engendré une instabilité gravitaire. La subsidence a donc pu être initiée et se dérouler.

En Finlande l'épaisseur actuelle du cycle volcanique inférieur a été estimée à 5000 m par Blais et al. (1978) et à 5000 - 6000 m par Taipale et al. (1981). Ces évaluations sont minimales car elles ne tiennent pas compte des roches vertes qui ont disparu par érosion. L'épaisseur des séries basiques et ultrabasiques des ceintures de roches vertes de Karélie soviétique est du même ordre de grandeur (Popov et al., 1979 ; Rybakov et al., 1979, 1980, 1981). Le modèle de Gorman et al. (1978) prévoit des épaisseurs de 5000 à 7000 m afin que le processus de subsidence puisse s'initier : cette condition était réalisée au Kainuu.

Les nombreux petits affleurements de roches vertes éparpillés sur le socle gneissique, attestent que la ceinture de roches vertes avait une extension géographique largement supérieure à celle d'aujourd'hui (Gaál et al., 1976 ; Rybakov et al., 1981 ; Martin et al., 1984). Ce point est aussi en accord avec l'hypothèse d'un volcan bouclier (Gorman et al., 1978).

Le temps nécessaire pour construire un édifice volcanique capable d'avoir un volume suffisant afin d'initier la subsidence a été évalué à 0,05 G.a. (Arth et Hanson, 1975 ; Gorman et al., 1978). 0,1 G.a. se sont écoulés entre la mise en place des roches vertes et la fin de la subsidence. En fait il est probable que le mouvement descendant des roches vertes a débuté moins de 0,05 G.a. après la mise en place de celles-ci. Ces données chronologiques sont donc du même ordre de grandeur que celles prédites par le modèle.

Selon Gorman et al. (1978), les roches vertes vont entraîner dans leur mouvement descendant une partie de la croûte sialique adjacente, celle-ci subira alors une fusion partielle. Si ce processus peut réellement avoir agi d'autres phénomènes, eux aussi liés à la présence de roches vertes et à la subsidence, peuvent et doivent avoir joué un rôle important :

- La mise en place des komatiites (et donc la remontée d'un diapir mantellique) a nécessité des gradients géothermique anormalement élevés au niveau du rift. L'anomalie thermique ainsi créée n'était pas strictement localisée aux roches vertes, mais s'étendait à leur périphérie dans le socle adjacent. En conséquence, aux abords de la ceinture de roches vertes le gradient géothermique devait être plus élevé que dans le reste du socle gneissique, et donc les conditions thermodynamiques de l'anatexie devaient y être atteintes plus aisément.
- L'anisotropie des roches était initialement sub-horizontale, au cours de la subsidence elle va petit à petit devenir verticale. La conductivité thermique verticale va donc être accrue dans cette zone ce qui aura pour conséquence d'accroître l'anomalie thermique (Brun et Martin, 1977; Brun, 1981).
- Au cours de leur mouvement descendant, les roches vertes perdent une partie de leur eau qui peut alors pénétrer dans les gneiss adjacents et en abaisser ainsi le seuil de fusion. Piquet (1982) a étudié le métamorphisme de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi et a mis en évidence, même dans les parties superficielles l'existence d'un métamorphisme prograde au cours duquel se produisaient des réactions de deshydratation.

En ce qui concerne la structure de la ceinture de roches vertes le modèle de Gorman et al. (1978) prédit une structure synclinale dont le coeur est occupé par des formations sédimentaires (Fig. 15-4). Les plans axiaux des plis, la schistosité et/ou la foliation doivent être verticaux ou subverticaux. Le modèle annonce aussi que dans les parties superficielles (épizone - mésozone), les contacts entre les roches vertes et leur encaissant doivent être faillés (Fig. 15-5). Les failles seront alors normales avec un mouvement relatif descendant des roches vertes. Toutes ces structures sont réalisées dans la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, précisément dans les domaines structuraux relativement élevés ainsi que le mettent en évidence les études sur le métamorphisme des roches vertes de Piquet (1982). Gorman et al. (1978) pensent que lorsque les roches basiques et ultrabasiques vont atteindre une profondeur suffisante elles vont, elles aussi fondre partiellement et contribuer à la genèse des magmas calco-alcalins. De tels magmas sont inconnus au Kainuu. De plus, les komatiites et les tholéiites ont des solidi dont la température est élevée (1700°C et 1100°C) alors que ceux des TTG sont atteints pour des températures de 650°C (Winkler et Breitbart, 1978). Aussi lorsqu'une température de 1100°C sera atteinte, une énorme quantité de gneiss aura fondu. En conséquence la fusion des tholéiites, si tant est qu'elle puisse se produire, n'engendrera que des quantités de magma négligeables par rapport à celles produites par l'anatexie des TTG.

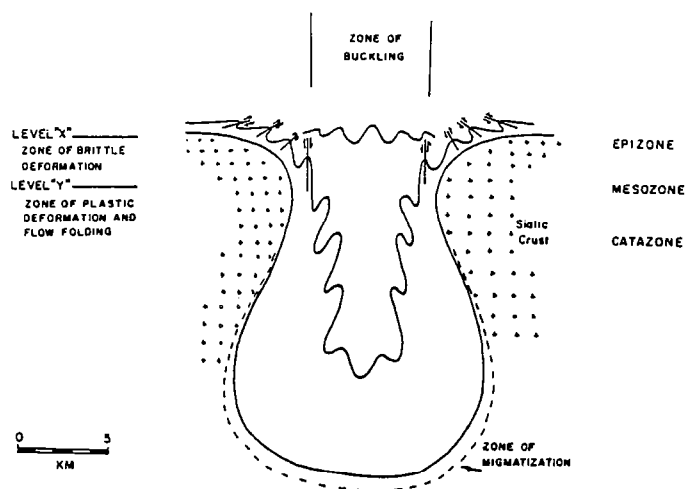


Fig. 15-4 : Coupe schématique d'une ceinture de roches vertes en cours de subsidence dans une croûte sialique, montrant quelles sont les structures qui se développent aux différents niveaux structuraux (d'après Gorman et al., 1978).

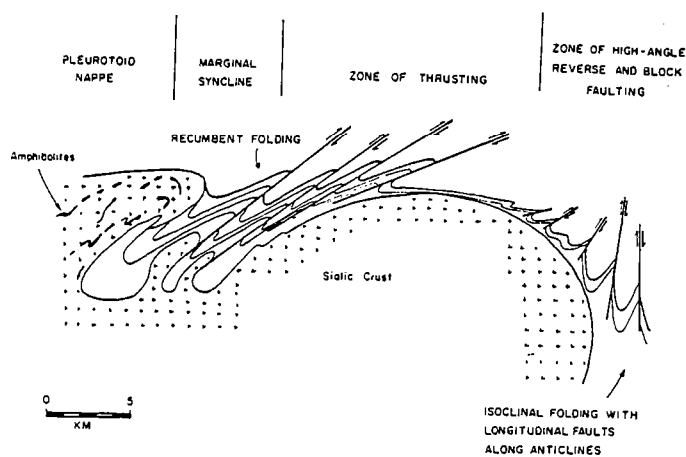


Fig. 15-5 : Coupe schématique montrant les structures que l'on est en droit d'attendre en bordure d'une ceinture de roches vertes en voie de subsidence (d'après Gorman et al., 1978).

		AGE en G. a.	MAGMATISME	DEFORMATION	METAMORPHISME	CONTEXTE GEOTECTONIQUE
P R O T E R O Z O I Q U E	OROGENESE SVECO- KARELIENNE	1,7 à 2,0			Métamorphisme thermique acinématique	Craton
				F _{3b}	Métamorphisme dans les cisaillements	
		2,0 à 2,1	Dykes de dolérite			
				F _{3a}		
A R C H E N	MAGMATISME CALCO ALCALIN	2,41	Intrusion des leucogranites roses			
		2,50 à 2,55	Mise en place des volcanites acides et des granodio- rites à phénocris- taux tardi F ₂	F ₂	Métamorphisme de degré faible à moyen	Subsidence
			Mise en place de granodiorites dé- formées par F		Contamination	
	CEINTURE DE ROCHES VERTES				2ème Migmatisation recyclage des gneiss gris	
		2,65	Cycle volcanique inférieur tholéii- tique et komatii- tique			Rift
	SOCLE GRANITO- GNEISSIQUE	2,65 à 2,69	Mise en place des TTG de Naavala			Subduction
				F ₀	1ère Migmatisation transformation des TTG en gneiss gris	Collis ion
		2,8 à 3,0	Mise en place des TTG de Kivijärvi			Subduction

Tab. 15-1 : Synthèse de l'histoire géologique du Kainuu.

Il faut noter que les magmas calco-alcalins résultant de l'anatexie des TTG au contact des roches vertes vont se mettre en place aux abords de la ceinture. Ce processus permet d'expliquer le lien génétique et géographique qui existe entre ces deux ensembles lithologiques. De plus, la zone de contact entre le socle et les roches vertes est affectée par une intense tectonique cassante; elle va donc constituer une zone de faiblesse qui servira de drain pour les magmas calco-alcalins. Ceux-ci, engendrés au contact de la base de la ceinture de roches vertes vont tendre à remonter en suivant cette zone de faiblesse et ce d'autant plus que cet interface correspond aussi à une zone de fort contraste de densité et de viscosité. Ce processus peut rendre compte :

- de la grande abondance des granodiorites dans l'interface, socle-ceinture de roches vertes.
- de la rareté des magmas calco-alcalins à l'intérieur de la ceinture de roches vertes.

Il semble que la subsidence du cycle volcanique inférieur de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi soit le processus géodynamique qui explique le mieux les relations de terrain ainsi que les caractéristiques tectoniques, pétrologiques et géochimiques de la ceinture de roches vertes et du magmatisme calco-alcalin; ce dernier étant une conséquence logique de la mise en place de la première.

15.5. Discussion Générale.

Le modèle général de genèse et d'évolution de la croûte continentale archéenne du Kainuu est en harmonie avec l'idée maintenant généralement admise, de l'existence d'une "tectonique des plaques" dès les stades précoces de l'histoire de la Terre (Edler, 1972 ; Rutland, 1973 ; Talbot, 1973 ; Mac Kenzie et Weiss, 1975 ; Sutton, 1975 ; Tarney et al., 1976 ; Windley, 1976, 1977 ; Windley et Smith, 1976 ; Burke et Kidd, 1978 ; Birckle, 1978 ; Condie, 1980, 1981 ; Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ...).

Toutefois, deux points me paraissent devoir être discutés en détail :

15.51) Problème de la subsidence des roches vertes archéennes :

La structure de nombreuses ceintures de roches vertes indique d'importants mouvements verticaux, il semble donc que la subsidence ait pu jouer un rôle important à l'Archéen. De tels processus deviennent beaucoup plus rares et localisés (voire inexistant) après cette période.

Afin d'essayer d'élucider ce problème je ferai une comparaison entre l'évolution archéenne du Kainuu et l'évolution protérozoïque inférieure de la ceinture des granulites de Laponie (Fig. 15-6) (Barbey et al., 1980 ; 1984 ; Barbey, 1984).

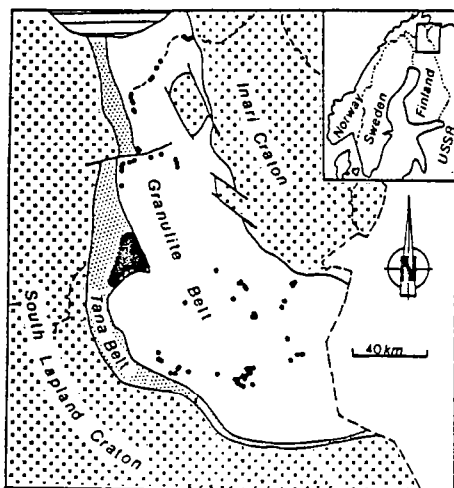


Fig. 15-6 : Carte de la ceinture granulitique protérozoïque inférieure de Laponie (d'après Barbey et al., 1982). Les croix représentent les socles granito-gneissiques archéens; les petits points, la ceinture volcano-sédimentaire de la Tana ; le blanc la ceinture granulitique ; le noir les massifs d'anorthosites et les hachures horizontales, les formations calédoniennes.

La tableau 15-2 résume et compare l'évolution de ces deux segments crustaux. Un certain nombre de similitudes et de divergences se font jour :

AGE G.a.	ARCHEEN DU KAINUU		PROTEROZOIQUE DE LAPONIE	AGE G.a.
2,4	Granites roses	EVENEMENTS TARDIFS EVOLUTION FINALE EPISODE SEDIMENTAIRE EPISODE VOLCANIQUE BASIQUE CROUTE CONTINENTALE PRECOCE	Dépôts de sédiments molassiques	1,9
2,5	Tectonique verticale et métamorphisme dans le faciès amphibolite. Magmatisme calco-alcalin (subsidence des roches vertes)		Tectonique tangentielle et métamorphisme granulitique. Magmatisme calco-alcalin dans le craton d'Inari-Kola (subduction)	2,0
2,55	Sédiments de mer peu profonde (bassin intracontinental)		Séquence terrigène de type flysch. (Géosynclinal).	
	Cycle volcanique inférieur tholéiitique et komatiitique (rift proto-océanique).		Volcanisme basaltique et andésitique de type tholéiitique et calco-alcalin. (épisode océanique : rift + océanisation).	
2,65	Croûte continentale précoce (TTG) : gneiss de Naavala et de Kivijärvi.		Croûte continentale précoce. Cratons d'Inari-Kola et de Laponie méridionale.	2,4
> 2,8				> 2,5

Tab. 15-2 : Comparaison de l'évolution géologique des terrains archéens du Kainuu et protérozoïque inférieurs de Laponie.

- (1) Dans les deux cas, il existe une croûte continentale ancienne.
- (2) Dans le Kainuu et en Laponie, cette croûte s'est fracturée au cours d'un processus de genèse de rifts et des laves basiques et ultrabasiques se sont mises en place sur la croûte continentale.
- (3) Il n'y a pas de komatiites dans les séries volcaniques basiques du Protérozoïque inférieur de Laponie.
- (4) Au Kainuu, le rift avorte et développe la subsidence des roches vertes. Il en résulte une tectonique verticale, un métamorphisme dans le faciès amphibolite, la genèse de magmas calco-alcalins disposés de façon symétrique par rapport à la ceinture de roches vertes. A l'opposé en Laponie, il y a océanisation puis évolution vers un régime de subduction qui ultérieurement se poursuivra par la collision du bloc continental d'Inari-Kola avec celui du craton de Laponie méridionale. La tectonique est horizontale le métamorphisme est granulitique et le magmatisme calco-alcalin est localisé dans le craton d'Inari-Kola, c'est à dire assymétriquement par rapport à la ceinture de la Tana.

Les évolutions divergentes apparaissent tout de suite après la mise en place des volcanismes basiques. En fait, la première différence entre les deux séries réside dans la présence de komatiites à l'Archéen, alors que ces roches sont absentes du Protérozoïque de Laponie. Or l'étude de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi a permis de déterminer que c'était la présence de komatiites sur le socle granito-gneissique qui provoquait l'anomalie de gravité initiatrice de la subsidence.

En fait la subsidence et la subduction ne sont pas deux processus indépendants, mais plutôt compétitifs. Le paramètre essentiel qui régira l'évolution vers l'un ou l'autre de ces phénomènes sera la valeur du gradient inverse de densité (Δd). Celle-ci est-elle même fonction de deux facteurs :

- 1) la nature du matériel volcanique basique
- 2) la nature du substrat sur lequel ces roches volcaniques se mettent en place.

Si Δd est faible (croûte océanique sur manteau par exemple) la subsidence ne pourra pas se développer et l'évolution se fera par océanisation, puis subduction.

Si Δd est élevé (komatiites sur gneiss gris) la subsidence sera rapidement initiée et prendra le pas sur l'ouverture du rift; celui-ci avortera donc.

A l'Archéen, les gradients géothermiques localement élevés dans les zones de rift, permettent la genèse de vastes volumes de komatiites et la mise en place de celles-ci sur une croûte continentale, engendrant ainsi un Δd élevé. La subsidence aura alors tendance à se développer rapidement. Au cours du temps la production de chaleur de la Terre a diminué de telle sorte que dès le Protérozoïque inférieur les conditions thermodynamiques requises pour la genèse de komatiites ne sont plus réalisées. Le volcanisme étant au maximum basique, sa mise en place sur une croûte sialique ne produira que des Δd faibles et la subsidence sera impossible.

Un autre paramètre peut lui aussi jouer un rôle important, c'est la vitesse d'ouverture du rift; celle-ci est liée à l'importance du diapir mantellique. Si l'ouverture du rift est rapide, la croûte continentale sera rapidement brisée. La quantité de roches basiques reposant sur la croûte sialique ne sera pas suffisante pour permettre d'initier la subsidence. Ensuite, dans la zone centrale du rift les Δd seront faibles ce qui fait que la subsidence n'aura pas lieu et que l'ouverture pourra alors se poursuivre jusqu'à l'océanisation.

En conclusion, l'étude comparative de ces deux domaines suggère que la subsidence de la croûte "océanique" dans un rift n'est pas un processus incompatible avec la théorie de la tectonique des plaques. Elle peut même être considérée comme un phénomène concurrent de la subduction. D'autre part il paraît probable que les changements de style de tectonique globale entre l'Archéen (subsidence + subduction) et les temps post-archéens (subduction seule) soient le fait de la disparition des komatiites à la fin de l'Archéen, c'est à dire de la diminution de la production thermique terrestre.

15.52) Problème de l'évolution des processus de genèse des granitoïdes:

15.521) Evolution de la composition des granitoïdes.

De nombreux caractères distinguent les granitoïdes archéens de leurs équivalents modernes. Tout d'abord, au niveau des éléments majeurs ils constituent des suites typiquement trondhjémiques (TTG), leur rapport K_2O/Na_2O demeure faible ($< 0,5$) alors que celui des granitoïdes actuels est proche de 1 (voir Ronov et Yaroshevskiy, 1976 ; Taylor et Mac Lennan, 1981...). Cette évolution temporelle qui s'opère dans le sens d'un enrichissement en K_2O , est classique et s'observe aussi bien à l'échelle d'un segment de croûte à une époque donnée qu'à l'échelle de l'ensemble de la croûte continentale au cours de l'histoire de la Terre.

La distinction entre les granitoïdes est encore plus frappante lorsqu'on s'adresse aux Terres Rares (REE). Une compilation de 272 spectres de TTG et de 325 spectres de granitoïdes plus récents que 2,5 G.a. montre qu'il est possible de distinguer 3 grands groupes (Fig. 15-7).

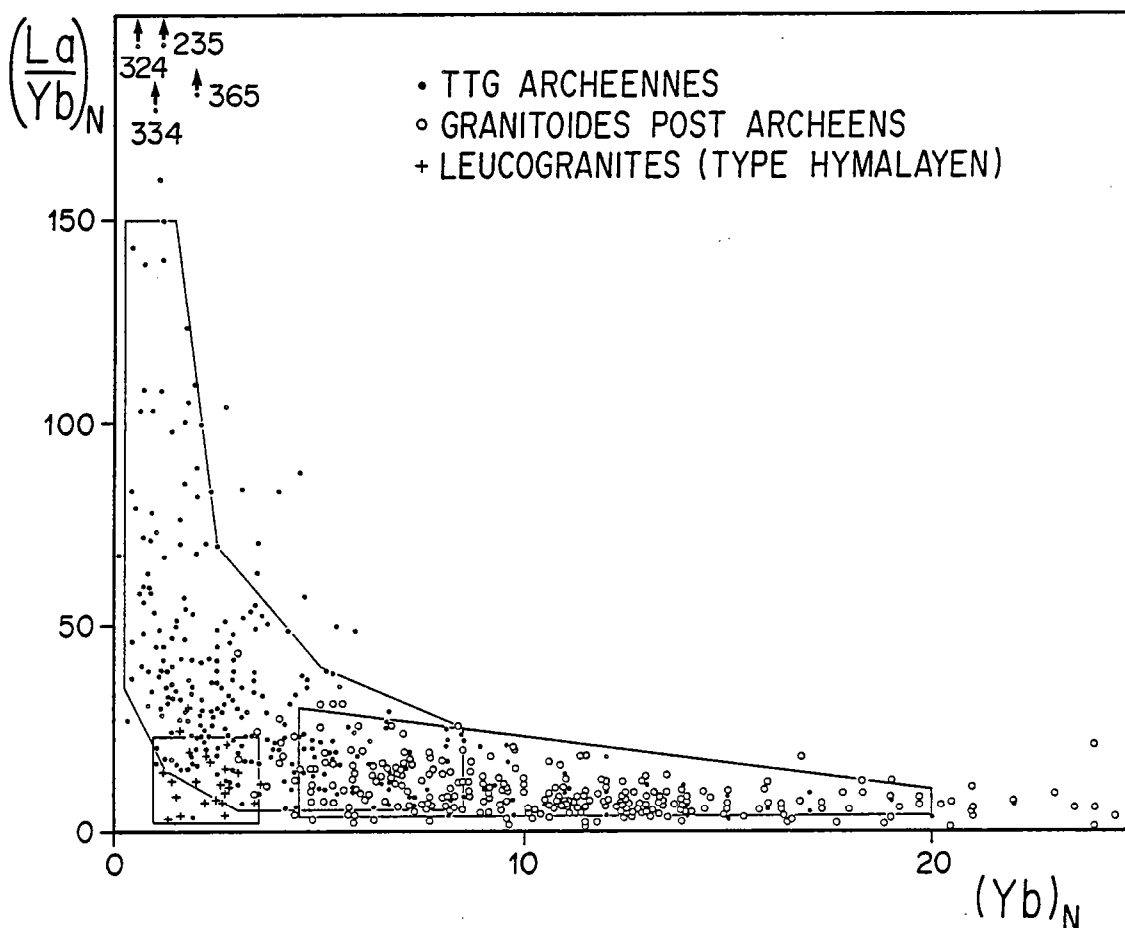


Fig. 15-7 : Diagramme $(La/Yb)_N = f (Yb)_N$ permettant de comparer l'allure des spectres de REE des granitoïdes archéens et modernes.

- (1) Les TTG archéennes ont des teneurs en Yb_N faibles ($0,3 < Yb_N < 8,5$) et un fractionnement des REE important ($5 < (La/Yb)_N < 150$).
- (2) Les granitoïdes post-archéens ont des Yb_N élevés ($4,5 < Yb_N < 20$) et un fractionnement plus modeste ($(La/Yb)_N < 20$).
- (3) Les leucogranites de type himalayen occupent une position particulière : ils sont pauvres en Yb ($1 < Yb_N < 3,5$) et relativement peu fractionnés ($(La/Yb)_N < 25$).

Cette différence de composition n'est pas tant le fait d'une diminution des teneurs en La que d'une augmentation de celles en Yb. Par rapport aux granitoïdes modernes les TTG sont appauvries en Yb.

Ce caractère ainsi que le fractionnement important de leurs spectres de REE impliquent que le grenat et la hornblende aient été des minéraux résiduels au cours de la genèse des granitoïdes archéens.

L'absence de fractionnement important ainsi que la richesse relative en Yb des granitoïdes modernes indiquent que le grenat, et peut être aussi l'amphibole, n'étaient pas stables dans les conditions de leur genèse.

La question qui se pose alors immédiatement est : pourquoi le grenat stable à l'archéen dans les conditions de genèse des granitoïdes ne l'était-il plus après 2,5 G.a.?

15.522) Modèles d'évolution de la pétrogenèse des granitoïdes.

- La première interprétation qui vient à l'esprit, après avoir constaté l'évolution temporelle de la composition des granites, consiste à penser que les plus récents sont les produits directs ou indirects du recyclage des plus anciens. En effet, la fusion partielle des TTG, laissant un résidu constitué de biotite et de plagioclase pourrait enrichir le nouveau magma en Yb. Un tel type d'évolution peut être observé lors de la genèse des granodiorites à phénocristaux par fusion partielle des TTG (Fig. 12-28). La présence de plagioclase dans la phase résiduelle peut aussi expliquer l'existence fréquente d'une forte anomalie négative en europium de certains granitoïdes récents. Ce processus de recyclage, dont l'importance a augmenté avec le volume de la croûte continentale ne permet cependant pas d'expliquer la formation des magmas calco-alcalins mis en place dans les zones de convergence de plaques.
- Tous les granitoïdes sont des produits plus ou moins directs du manteau, une évolution de la composition de ce dernier a une incidence sur la nature des matériaux qui en sont issus. La production à l'Archéen d'énormes volumes de TTG a appauvri le manteau en REE et le fractionnement plus faible des granitoïdes modernes pourrait être le reflet de ce mécanisme. Si un tel argument est valable en ce qui concerne La dont la teneur dans les TTG est très supérieure à celle du manteau archéen (40/0,6) il ne permet absolument pas d'expliquer le comportement de Yb dont la concentration dans les TTG est du même ordre de grandeur que dans le manteau (0,4-0,6/0,4).

La figure 15-8 compare les spectres des tholéiites modernes et archéennes. Les tholéiites archéennes ont toutes des spectres de REE fractionnés, elles possèdent des teneurs en La_N qui s'étalent de 11 à 40, celles en Yb_N étant voisines de 10. Les tholéiites modernes sont en général appauvries en LREE ($La_N = 5-20$) alors que leurs teneurs en Yb_N sont elles aussi voisines de 10. Il en résulte que, si au cours du temps les teneurs en Yb n'ont pas varié, il n'en a pas été de même pour La dont l'abondance a diminué. Les magmas tholéitiques sont des produits directs de la fusion du manteau et ils attestent ainsi que, de l'Archéen à nos jours, ce dernier s'est appauvri en LREE alors que sa teneur en Yb est demeurée inchangée.

En conséquence, un changement de la composition du manteau au cours du temps ne permet pas d'expliquer l'évolution de la composition des granitoïdes (Fig. 15-7).

- Il résulte de cette brève discussion, que ce sont bien des processus pétrogénétiques différents de ceux mis en cause actuellement qui ont produit les TTG archéennes. Avant de discuter le détail des phénomènes archéens, il convient de rappeler quels sont aujourd'hui les mécanismes de genèse des magmas calco-alcalins en particulier dans les zones de subduction.

Les travaux récents de Wyllie (1979, 1983) ont permis de faire le point sur les processus parfois complexes qui sont à l'origine des magmas calco-alcalins. Ils montrent qu'il est très improbable que la fusion de la croûte océanique subductée soit seule à l'origine des magmas. Ces derniers proviennent plutôt de la fusion du coin du manteau enrichi en fluides, LIL et REE par la déshydratation de la croûte océanique subductée. Bien sur, il est aussi possible, et même probable que des phénomènes d'hybridation magmatique aient lieu, ainsi d'ailleurs que la fusion partielle de la croûte continentale inférieure, elle aussi enrichie en fluides par la déshydratation de la croûte océanique subductée. Wyllie (1983) met très clairement en évidence le fait que les sites de production des magmas et donc aussi leur nature sont étroitement contrôlés par la distribution de la chaleur entre le manteau et la croûte océanique.

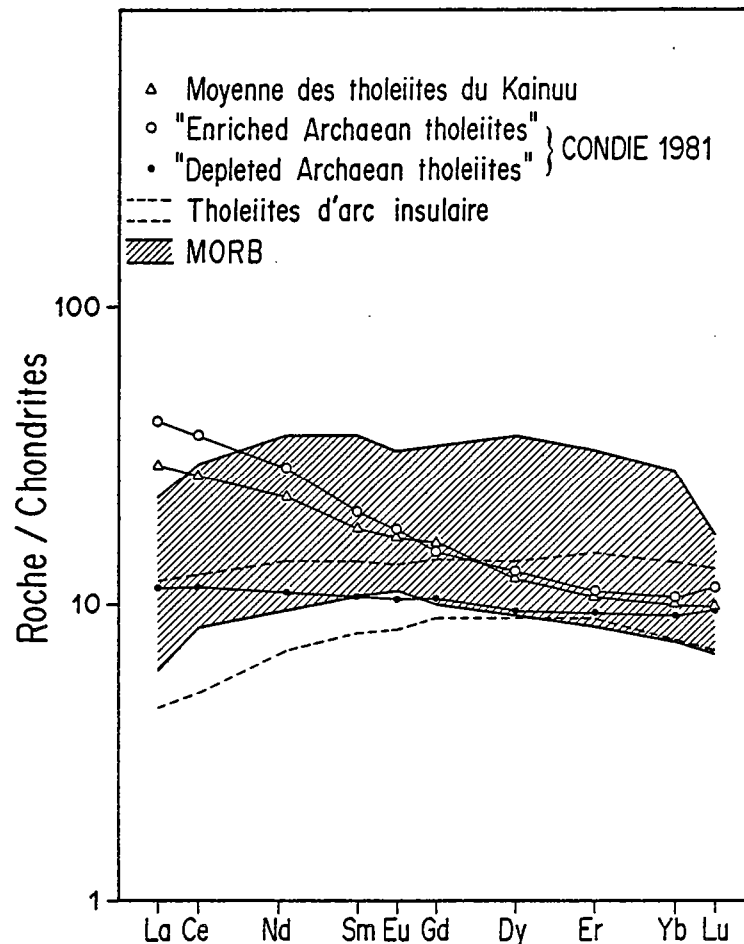


Fig. 15-8 : Comparaison des spectres de REE des tholéiites archéennes avec ceux des tholéiites d'arc insulaire et des MORB modernes.

L'âge moyen de la croûte océanique au moment de sa subduction est de 60 m.y. (Birckle, 1978), elle est donc "froide" et le gradient géothermique à sa surface est faible (Fig. 15-9) (Toksös et al., 1971 ; Hasebe et al., 1970). Il en résulte que : (1) le liquidus d'une tholéiite hydratée est atteint alors que l'amphibole n'est plus stable, (2) les réactions de déshydratation se produisent avant que ne soient réalisées les conditions de fusion d'une tholéiite hydratée. La croûte océanique ne pourra alors fondre que pour des températures nettement plus élevées ($> 1000^{\circ}\text{C}$). Un tel phénomène est encore plus marqué lorsqu'on prend en compte la perte de chaleur due aux réactions de déshydratation (Fig. 15-9) (Anderson et al., 1978). Les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique vont hydrater le coin de manteau qui pourra alors subir une fusion partielle au cours de laquelle les minéraux résiduels seront principalement de l'olivine et des pyroxènes, le grenat s'il peut être présent n'y joue qu'un rôle mineur.

La figure 15-10 schématise ce processus dans le cas le plus favorable, c'est à dire lorsque le gradient géothermique de la surface de la croûte subductée est maximal (Toksös et al., 1971), ces valeurs sont très probablement supérieures à ce qu'elles sont dans la réalité (Anderson et al., 1978). Il apparaît alors nettement que la fusion de la croûte océanique hydratée ne peut pas avoir lieu et que c'est la fusion du coin de manteau supérieur hydraté qui engendrera les magmas calco-alcalins. Encore une fois il faut noter que ce modèle prend en compte une croûte océanique anormalement chaude; la fusion partielle du manteau se produit alors à de faibles profondeurs (> 50 km). Dans la réalité les magmas calco-alcalins se forment à des profondeurs plus importantes (75 - 150 km).

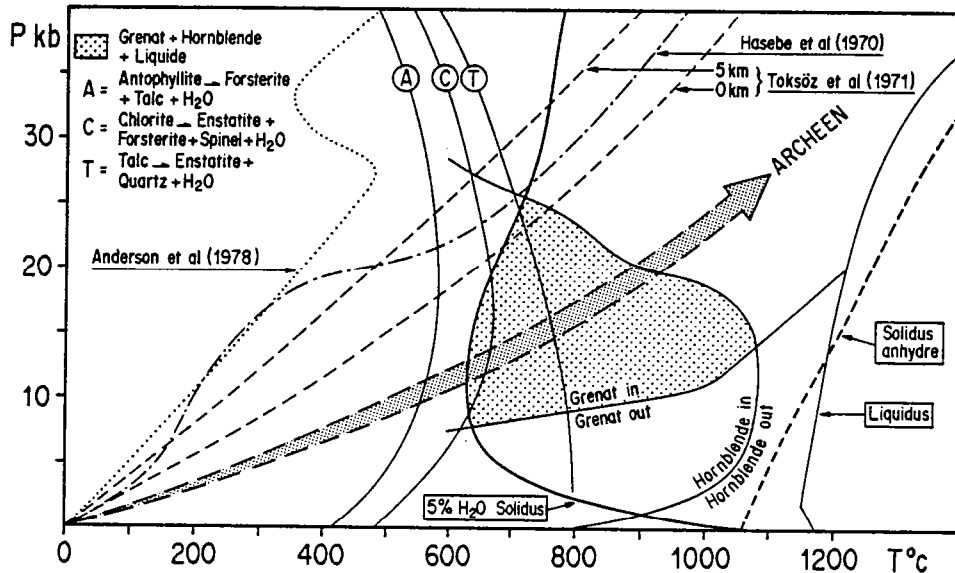


Fig. 15-9 : Diagramme $P = f(T^\circ)$ dans lequel sont reportés les liquidus et solidus d'une tholéiite hydratée (5% H_2O) et anhydre ainsi que les domaines de stabilité du grenat et de la hornblende (d'après Green, 1982). Les courbes correspondant aux principales réactions de déshydratation de la croûte océanique ont aussi été figurées (A), (C), (T). Les gradients géothermiques de l'interface croûte subductée-manteau sont ceux calculés par Teksöz et al. (1971) et Hasebe et al. (1970); celui évalué par Anderson et al. (1978) prend en compte la perte de chaleur due aux réactions de déshydratation. Le gradient géothermique archéen (gris sombre) a été tracé en tenant compte des contraintes géochimiques c'est à dire de la présence de grenat et de hornblende dans le résidu de fusion de la roche mère des TTG (gris clair). Ce gradient plus élevé que ceux actuellement observés est tel que la fusion puisse se produire avant que la déshydratation de la croûte océanique ait lieu.

Quoiqu'il en soit, les conditions thermodynamiques des zones de subduction actuelles sont telles que la genèse des magmas calco-alcalins a principalement lieu par fusion partielle du coin de manteau supérieur.

La présence de grenat et de hornblende dans les résidus de fusion de la roche mère des TTG implique que à l'Archéen les gradients géothermiques étaient plus élevés qu'actuellement, de telle sorte que ces deux minéraux aient été stables (Fig. 15-9). Une conséquence de ces gradients plus élevés est que, exception faite de la déstabilisation de la serpentine, les réactions de déshydratation n'auront pas lieu avant le début de fusion d'une tholéiite hydratée. Une amphibolite à grenat pourra fondre dès que la température dépassera 650-700°C. Dans ce cas, plutôt que le manteau, c'est la croûte océanique subductée qui subira la fusion partielle et engendrera les magmas calco-alcalins (TTG) (Fig. 15-10). Le grenat et la hornblende seront alors les principaux minéraux résiduels.

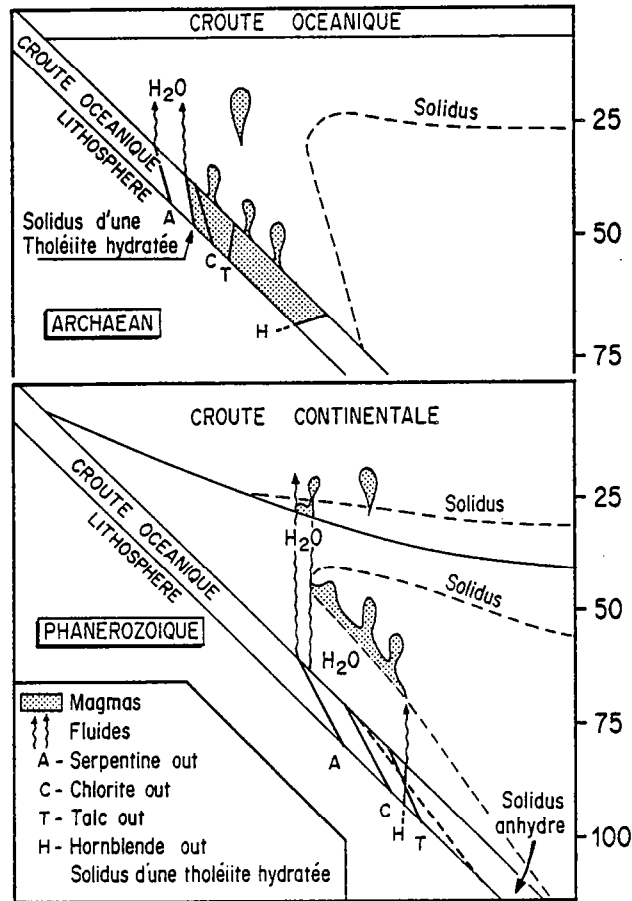


Fig. 15-10 : Modèle thermique pour les zones de subduction archéennes (en haut) et modernes (en bas). Les zones de fusion sont en grisé. Ce mode de représentation est inspiré des travaux de Wyllie (1979, 1983). Les régimes thermiques archéens permettent la fusion de la croûte océanique subductée alors qu'actuellement ils favorisent plutôt la déshydratation de celle-ci et en conséquence la fusion du coin de manteau sus-jacent.

15.523) Discussion:

Le modèle proposé ici implique que les gradients géothermiques aient été à l'Archéen supérieurs à ce qu'ils sont de nos jours. Une telle hypothèse est-elle réaliste? Le gradient géothermique à la surface de la croûte océanique subductée dépend de la température du manteau supérieur et de celle de la croûte océanique, ce dernier paramètre est lui-même fonction (1) de la température de la lithosphère lors de sa formation dans les rides, (2) de l'âge de la lithosphère au moment de la subduction.

- Tous les auteurs s'accordent pour penser que la température du manteau à l'Archéen était plus élevée qu'actuellement. Toutefois, comme l'ont discuté Campbell et Jarvis (1984), il ne semble pas que celle-ci ait été supérieure de plus de 100°C.
- La température actuelle de la lithosphère au niveau des rides est estimée à 1200 - 1250°C (Forsyth, 1977 ; Hekinian et al., 1976 ; Birckle, 1978). Les contraintes fournies par les températures de mise en place des komatiites indiquent que à l'Archéen cette température devait être voisine de 1700°C (Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983).
- La durée de vie de la croûte océanique archéenne était en moyenne trois fois plus courte qu'actuellement; les plaques étaient plus petites et leur vitesse de déplacement plus grande. L'âge moyen de la croûte océanique subductée est estimé à 20 m.y. (Birckle, 1978 ; Arndt, 1983 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Abbot et Hoffman, 1984) contre 60 m.y. de nos jours (Birckle, 1978). Les travaux de Parson et Sclatter (1977) ont montré que dans ses premières dizaines de kilomètres, la température moyenne d'une lithosphère de 20 m.y. pouvait être plus de deux fois supérieure à celle d'une lithosphère de 60 m.y. Enfin les données de la géochimie isotopique indiquent que dans l'hypothèse d'un modèle de genèse des TTG en deux stades, ces deux événements n'ont certainement pas été séparés par plus de 50 m.y. (O'Nions et Pankhurst, 1978 ; Martin et al. 1983a).

Tous ces caractères font que les conditions thermodynamiques archéennes étaient significativement différentes de ce qu'elles sont actuellement : le manteau et surtout la croûte océanique au moment de la subduction étaient plus chauds que leurs équivalents modernes. L'hypothèse qui consiste à envisager des gradients géothermiques élevés avant 2,5 G.a. est donc réaliste et permet ainsi d'expliquer l'évolution séculaire de la composition des granitoïdes.

L'existence de forts gradients géothermiques implique que la croûte océanique ait été en partie constituée de komatiites, or la fusion de ces roches ne peut pas engendrer les TTG. Campbell et Jarvis (1984) ont montré que d'uniquement komatiitique avant 3,8 G.a., la croûte océanique s'est peu à peu enrichie en composants tholéiitiques. Selon eux l'existence d'une croûte exclusivement komatiitique avant 3,8 G.a., exclut malgré de forts gradients géothermiques que celle-ci ait pu fondre dans les zones de subduction, ce processus rendant ainsi compte de l'absence de grands volumes de croûte continentale avant 3,8 G.a. Ce n'est qu'à partir de cette époque, la production de chaleur diminuant, que les composants tholéiitiques sont devenus de plus en plus abondants dans la croûte océanique, permettant ainsi par fusion partielle de donner naissance aux TTG.

15.524) Conclusion:

Les différences de composition observées entre les granitoïdes archéens et modernes sont le fait du rôle prépondérant joué par le grenat et la hornblende dans la genèse des TTG avant 2,5 G.a. L'agent principal de cette évolution est la diminution progressive, au cours du temps de la production de chaleur terrestre.

- A l'Archéen, les gradients géothermiques élevés permettent la fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction; le grenat et la hornblende sont alors les principaux minéraux résiduels.
- De nos jours, les gradients géothermiques sont plus faibles de telle sorte que la fusion de la croûte océanique ne peut plus avoir lieu. C'est le manteau supérieur hydraté par les réactions de déshydratation de la croûte océanique subductée, qui donnera naissance aux magmas calco-alcalins, le résidu ne contient pas (ou très peu de grenat) mais est surtout constitué d'olivine et de pyroxènes.

Un tel modèle permet aussi d'expliquer que les magmas produits actuellement dans les zones de subduction soient moins acides (v andésites) que les TTG archéennes. Il

peut ainsi rendre compte de la relative rareté des andésites à l'Archéen.

Condie (1981) avait mis en évidence que les granitoïdes modernes étaient plus riches en éléments de transition que les TTG archéennes. Ceci peut s'expliquer par le fait que la source de ces dernières (Tholéiites) était moins riche en ces éléments que la roche mère des granitoïdes modernes (manteau).

En résumé, le phénomène majeur qui explique l'évolution temporelle de la composition des granitoïdes est la diminution de production de chaleur de la Terre; c'est ce même phénomène qui est responsable de la "disparition" des komatiites à partir de 2,5 G.a.... Il semble donc que ce soit ce processus simple de refroidissement de notre planète qui ait été et sera responsable des grands changements géologiques et géodynamiques passés et avenir.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.

Les conclusions générales de ce travail sont de deux types, elles peuvent soit avoir un intérêt purement régional, soit avoir des implications sur l'histoire globale de notre planète. Elles ont été regroupées en trois rubriques.

Méthodologie

- (1) Les méthodes et techniques mises en oeuvre au cours de ce travail ont été diverses : géologie de terrain, analyse pétrologique, géochronologie, géochimie isotopique et des éléments majeurs et en traces. Dans l'étude de terrains anciens et complexes tels que les cratons archéens, chacune de ces méthodes d'étude prise isolément ne permet pas de fixer un nombre de contraintes suffisant pour construire un modèle pétrogénétique et/ou géodynamique réaliste et précis. L'usage de méthodes différentes et indépendantes conduit par contre à des recoupements et à un auto-contrôle des résultats et des hypothèses. Il en résulte que les contraintes fixées sont, non seulement multiples, mais aussi très fiables.

Le nombre de possibilités d'interprétation d'un phénomène est inversement proportionnel au nombre de contraintes que l'on peut fixer au système. L'approche multi-méthodologique d'un problème amène par conséquent à restreindre le champ des hypothèses plausibles et à élaborer un modèle plus précis que l'on peut espérer être le plus proche possible de la réalité.

- (2) Ce travail a permis de mettre en évidence le rôle fondamental joué par les minéraux dits accessoires, au cours du fractionnement de certains éléments en traces, et en particulier des REE. Négliger le rôle des minéraux accessoires riches en REE, tels que l'allanite ou la monazite, conduit inéluctablement à l'élaboration de modèles erronés et dépourvus de toute signification scientifique. A l'opposé la prise en compte systématique et/ou incontrôlée de ces minéraux conduit elle aussi au même résultat. La seule solution scientifiquement satisfaisante à ce problème, consiste en un contrôle pétrographique de la présence et du rôle éventuellement joué par ces minéraux au cours de la pétrogenèse. Ainsi construit, sur une solide argumentation pétrographique le modèle élaboré aura alors, lui aussi, une signification scientifique.

Ici, à nouveau, la philosophie qui se dégage est celle d'un contrôle systématique des contraintes et des modèles par le recoupement de méthodes et de techniques indépendantes.

Géologie Régionale.

Ce travail a permis d'apporter un certain nombre de données nouvelles concernant la géologie du Kainuu. L'histoire de la genèse et de l'évolution de la croûte archéenne de cette partie du Bouclier Baltique peut être résumée de la manière suivante :

- (a) Une croûte "océanique" est engendrée dans un système de rift.
- (b) Cette croûte, s'enfonce dans le manteau par subduction, elle se transforme en amphibolite à grenat et subit une fusion partielle, les liquides ainsi produits se mettent en place sous forme de TTG (gneiss gris de Kivijärvi - 2,86 G.a.).
- (c) Les plaques "océaniques" ainsi que les blocs continentaux sont de petite taille, et les collisions y sont donc fréquentes. Ce type d'accrétion par collision continent - continent est responsable des structures précoces des gneiss de Kivijärvi.
- (d) La subduction de la croûte océanique se poursuit jusqu'à 2,65 G.a. (gneiss gris de Naavala).
- (e) La croûte continentale nouvellement formée, se fissure sous l'effet de la remontée d'un diapir mantellique. Celui-ci provoque la genèse et la mise en place de komatiites et de tholéiites sur la croûte continentale (cycle volcanique inférieur de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi - 2,65 G.a.).
- (f) Le dépôt de komatiites de forte densité sur une croûte sialique de faible densité va initier une anomalie gravitaire telle que la ceinture de roches vertes va tendre à s'enfoncer dans la croûte.
- (g) La subsidence des roches vertes va engendrer la structure synclinale de la ceinture de roches vertes et induire une tectogénèse verticale. L'élévation locale du gradient géothermique, la déshydratation des matériaux de la ceinture, ainsi que l'entraînement dans la subsidence des gneiss gris adjacents vont provoquer le recyclage de ceux-ci par fusion partielle.
- (h) Les magmas calco-alcalins ainsi produits, et le cas échéant contaminés par les roches vertes vont se mettre en place sous forme :
 - de volcanites acides dans la partie supérieure de la ceinture de roches vertes (2,5 G.a.).
 - de granodiorites à phénocristaux et de granites au contact immédiat de la ceinture de roches vertes (2,55 à 2,50 G.a.).

Implications Générales.

Quatre points me paraissent devoir être retenus ici. Ils correspondent en général à des phénomènes, soit typiquement archéens, soit particulièrement importants à cette époque et dont on ne connaît pas d'équivalents actuels. Il s'agit de processus propres à l'histoire précoce de notre planète et qui ont totalement ou partiellement conditionné la genèse et/ou l'évolution de la croûte continentale.

- (a) Les premiers constituants de la croûte continentale sont des TTG issues plus ou moins directement du manteau. Ils ont des constitutions isotopiques sub-mantelliques et des rapports K_2O/Na_2O bas. Du fait de leur faible densité, ces roches une fois formées, ne peuvent pas être recyclées de façon substantielle dans le manteau. Le seul recyclage qu'une telle croûte puisse subir, mènera à plus ou moins long terme à des matériaux dont la constitution isotopique est typiquement crustale et les rapports K_2O/Na_2O élevés. Ce processus de genèse et de recyclage de la croûte continentale est unidirectionnel et irréversible; c'est lui qui à partir du manteau a permis l'élaboration d'une croûte continentale stable.
- (b) Au cours de ce travail il est apparu que certains phénomènes géodynamiques étaient propres à l'Archéen, il s'agit entre autres de l'évolution de rifts par subsidence et non pas par océanisation puis subduction. La subsidence des roches vertes n'est possible que s'il existe un fort gradient de densité inverse. Cette condition est tout à fait réalisée lorsque des komatiites se mettent en place sur une croûte sialique. Si ce sont des tholéiites et non pas des komatiites qui reposent sur la croûte continentale, l'inversion de densité n'est pas suffisante et la subsidence ne peut pas avoir lieu.

Au début de son histoire l'énergie thermique et donc la production de chaleur de la Terre étaient très supérieures à ce qu'elles sont actuellement. Le taux de fusion de la pyrolite pouvait alors être élevé et engendrer des magmas de forte densité, tels que les magmas komatiitiques. Après l'Archéen la production de chaleur terrestre avait diminué de telle sorte que la genèse des komatiites n'était plus possible. En l'absence de roches de forte densité, l'inversion de densité dans les zones de rift n'était plus suffisante pour que la subsidence se développe, l'évolution s'est alors faite par océanisation, puis subduction.

De tout ceci il peut être conclu que : la tectonique des plaques opérait à l'Archéen mais que la croûte "océanique" engendrée dans les rifts pouvait évoluer soit par subsidence, soit par océanisation et subduction. Après 2,5 G.a. seul le dernier processus a subsisté.

- (c) Les TTG proviennent de la fusion de tholéiites archéennes qui sont le plus souvent enrichies en LREE par rapport à leurs équivalents actuels (MORB par exemple). Tout indique donc que la source primaire de ces roches était elle aussi plus riche en LREE qu'elle ne l'est actuellement: cette source est le manteau. La production de vastes volumes de TTG à l'Archéen aura eu pour effet d'appauvrir le manteau en LREE sur une épaisseur supérieure à 200 km. Ceci explique le caractère relativement appauvri en LREE des produits mantelliques post-archéens (MORB par exemple).

La composition actuelle du manteau est donc celle d'un manteau résiduel appauvri en LREE. Il en résulte i) soit que le manteau archéen n'était pas chondritique, mais enrichi en LREE, ii) soit que dans les stades initiaux de l'histoire de notre planète, le manteau se soit différencié en un manteau inférieur appauvri en LREE et en un manteau supérieur enrichi en LREE. Ce processus aurait alors pu se produire au moment de la différenciation noyau-manteau.

- (d) La composition des TTG archéennes est différente de celle des granitoïdes modernes. Ceci est le résultat (1) soit du recyclage de la croûte continentale ancienne, qui était peu important à l'Archéen alors qu'il tend aujourd'hui à être prédominant, (2) soit au fait que le site de genèse des magmas calco-alcalins dans les zones de subduction n'était pas le même à l'Archéen que de nos jours. Les gradients géothermiques élevés de l'Archéen permettaient la fusion de la croûte océanique subductée alors qu'actuellement c'est la déshydratation de celle-ci qui induit la fusion du coin de manteau sus-jacent. Cette migration du lieu de production des magmas calco-alcalins est due, elle aussi à la diminution progressive de la production de chaleur terrestre au cours du temps.

Les flux de chaleur élevés à l'Archéen permettent d'expliquer les caractères géologiques propres à cette époque (présence de komatiites, rareté des andésites, existence conjointe de processus de subduction et de subsidence, production des magmas calco-alcalins par fusion d'une croûte océanique "chaude"...). Toutes les grandes modifications et évolutions des phénomènes géologiques, depuis le début de l'histoire de la Terre ne sont en fait qu'une conséquence logique du refroidissement de notre planète. Si tel est bien le cas il est possible d'extrapoler ce concept et de prévoir l'évolution à venir; par exemple la production de chaleur diminuant, les magmas engendrés dans les systèmes de rides seront de moins en moins basiques. A ce jeu beaucoup de choses sont permises et le rêve y a sa place, toutefois une certitude demeure : lorsque la production de chaleur terrestre sera nulle, l'histoire géologique de la Terre sera achevée.

Enfin, je désirerais terminer cet exposé en rappelant que ce travail, plutôt que d'apporter une solution toute faite, permet de fixer quelques contraintes pétrogénétiques et géodynamiques ainsi que de poser des problèmes et les bases d'une discussion.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT, D.H. et HOFFMAN, S.E. (1984) - Archaean plate tectonics revisited 1. Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. *Tectonics* 3,4 : 429-448.
- ABBOTT, R.N. Jr (1981) - AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Can. Mineral.* 19 : 103-110.
- ALLEGRE, C.J. et BEN OTHMAN, D. (1980) - Nd-Sr relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286 : 335-342.
- ANDERSON, R.N., DELONG, S.E., et SCHWARZ, W.M. (1978) - Thermal model for subduction with deshydration in the downgoing slab. *J. Geol.* 86 : 731-739.
- ANHAEUSSER, C.R. (1973) - The geology and geochemistry of the Archaean granites and gneisses of the Johannesburg - Pretoria dome. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 3 : 361-386.
- ANHAEUSSER, C.R., MASON, P., VILJOEN, M.J. et VILJOEN, P.P. (1969) - A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80 : 2175-2200.
- ARNDT, N.T. (1977) - Thick layered peridotite - gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 14 : 2620-2637.
- ARNDT, N.T. (1983) - Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archaean plate-tectonic process. *Geology* 11 : 372-375.
- ARTH, J.G. (1976) - Behavior of trace element during magmatic processes. A summary of theoretical models and their application. *J. Research U.S. Geol. Survey* 4 : 41-47.
- ARTH, J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites - their implication to magma genesis and paleotectonic setting. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur). Elsevier Amsterdam : 123-132.
- ARTH, J.G. et HANSON, G.N. (1972) - Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. *Mineral. Petrol.* 37 : 161-174.
- ARTH, J.G. et HANSON, G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39 : 325-362.
- ARTH, J.G., BARKER, F., PETERMAN, Z.E. et FRIEDMAN, I. (1978) - Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.* 19 : 289-316.
- ARZI, A.A. (1978) - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44 : 173-184.
- AUVRAY, B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse d'Etat. Rennes. 680 p.
- AUVRAY, B., BLAIS, S., JAHN, B.M. et PIQUET, D. (1982) - Komatiites and komatiitic series of the finnish greenstone belts. In "Komatiite volume". N.T. Arndt et N. Nisbet (éditeurs). 131-146.
- AYRES, L.D. (1977) - Importance of stratigraphy in early Precambrian volcanic terrains : cyclic volcanism at Setting Net Lake, Northwestern Ontario. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 16 : 243-264.
- BARAGAR, W.R.A. et GOODWIN, A.M. (1969) - Andesites and Archaean volcanism of the Canadian shield. *Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull.* 65 : 121-142.
- BARBEY, P. (1982) - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture de granulites de Laponie (Fennoscandie) : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (2,3 - 1,9 Ga). Reconstitution géochimique et pétrologique. Thèse d'Etat, Nancy, ronéo, 346 p.
- BARBEY, P., CONVERT, J., MARTIN, H., MOREAU, B., CAPDEVILA, R. et HAMEURT, J. (1980) - Relationships between granite gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archaean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. Rundschau* 69, 648-658.

- BARBEY, P., CONVERT, J., MOREAU, B., CAPDEVILA, R. et HAMEURT, J. (1984) - Petrogenesis and evolution of an early proterozoic collisional orogen : the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finland*, 56 : 161-18
- BARBEY, P. et MARTIN, H. (1985) - Contrasting Archaean and early Proterozoic crustal evolutions of the eastern part of the Baltic Shield : 1.0 Ga Geological record. (soumis à *Precambrian Res.*).
- BARKER, F. (1979) - Trondhjemite : definition, environment and hypotheses of origin. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur) Elsevier, Amsterdam : 1-2.
- BARKER, F. et PETERMAN, Z.E. (1974) - Bimodal tholeiitic - dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *Precambrian Res.* 1 : 1-12.
- BARKER, F. et ARTH, J.G. (1976) - Generation of trondhjemite - tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4 : 596-600.
- BARKER, F., ARTH, J.G. et MILLARD, H.T.Jr. (1979) - Archaean trondhjemite of the south-western Big Horn mountains, Wyoming. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur). Elsevier Amsterdam : 401-414.
- BARKER, F. et MILLARD, H.T.Jr. (1979) - Geochemistry of the type trondhjemite and three associated rocks, Norway. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur). Elsevier, Amsterdam : 517-528.
- BARTON, J.M. Jr. (1975) - Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6. B.Y. Hebron gneiss, Labrador. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27 : 427-435.
- BATEMAN, P.C. et CHAPPELL, B.W. (1979) - Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90 : 465-482.
- BEBIEN, J. (1973) - Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuels et ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, D, 3111-3114.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., POSTAIRE, B., VIDAL, Ph., CONVERT, J. et MOREAU, B. (1984) - Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. *Precambrian Res.* 23 : 325-348.
- BERTHELSEN, A. (1980) - Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic shield. In "Geology of Europe from Precambrian to post-Hercynian sedimentary basins". J. Cogné et M. Slansky (éditeurs). 26ème Congr. Géol. Int., Paris, Coll C.6 : 5-21.
- BERTRAND, J.M., BLAIS, S., CAPDEVILA, R. (1978) - Précisions sur l'évolution structurale de l'Archéen de Karélie (Finlande). *C.R. hebdomadaire des séances Acad. Sci. Paris D*, 287 : 683-686.
- BIBIKOVA, E.V. et TUGARINOV, A.I. (1975) - Geochronology of the White Sea Block. In : Recent contributions to geochemistry and analytical chemistry. Wiley éditeur. 471-480.
- BIRCKLE, M.J. (1978) - Heat loss from the Earth : a constraint on archaean tectonics from the relationships between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 40 : 301-315.
- BLAIS, S., NOIRÉ, G., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R. et HAMEURT, J. (1976) - Un nouvel exemple de ceinture archéenne de roches vertes : la ceinture ophiolitique de Suomussalmi (Finlande). 4ème Réun. ann. sc. Terre, Paris, p. 56. Livre en dépôt à la S.G.F.
- BLAIS, S., AUVRAY, B., BERTRAND, J.M., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. et VIDAL, Ph. (1977a) - Les grands traits géologiques de la ceinture archéenne de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo (Finlande orientale). *Bull. Soc. Geol. France* 19 : 1033-1039.
- BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R. et HAMEURT, J. (1977b) - Les séries komatiitiques et tholéiitiques des ceintures archéennes de roches vertes de Finlande orientale. *Bull. Soc. Géol. France* 19 : 965-970.
- BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., JAHN, B.M., BERTRAND, J.M. et HAMEURT, J. (1978) - The archaean greenstone belts of Karelia (eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. In "Archaean geochemistry". B.F. Windley et S.M. Naqvi (éditeurs). Amsterdam : Elsevier : 87 : 107.

- BLISS, N.W. et STIDOLPH, P.A. (1969) - A review of Rhodesian basement complex. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 2 : 305-333.
- BOWES, D.R. (1976) - Archaean crustal history in the Baltic shield. In B.F. Windley (Editeur). "The early history of the Earth". J. Wiley and Sons, New-York. N.Y., 481-488.
- BREAKS, F.W., BOND, W.D. et STONE, D. (1978) - Preliminary geological synthesis of the English River Subprovince. Ont. Geol. Surv. Misc. Paper. 72 : 55 p.
- BRIDGWATER, D., COLLERSON, K.D., HURST, R.W. et JESSEAU, G.W. (1975) - Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador. Geol. Surv. Can. Paper 75-1a : 287-296.
- BRIDGWATER, D. et COLLERSON, K.D. (1976) - The major petrological and geochemical characters of the 3.600 m.y. Uivak gneiss from Labrador. Contrib. Mineral. Petrol. 54 : 43-60.
- BRIDGWATER, D., KETO, L., Mac GREGOR, V.R. et MYERS, J.S. (1976) - Archaean gneiss complex of Greenland. In " Geology of Greenland". Geological Survey of Greenland, Copenhagen : 19-75.
- BRIDGWATER, D., COLLERSON, K.D., et MYERS, J.S. (1978) - The development of the Archaean gneiss complex of the North Atlantic region. In D.H. Tarling (Editeur). "Evolution of the Earth's crust". Academic press, London, 19-70.
- BROOKS, C., HART, S.R., KROGH, T.E. et DAVIS, G.L. (1969) - Carbonate and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calcites from archaean meta-volcanics. Earth. Plan. Sci. Lett. 6 : 35-38.
- BROOKS, C.N., HENDERSON, P. et RONSBO, J.G. (1981) - Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland. Mineral. Mag. 44 : 157-160.
- BROWN, G.C. et FYFE, W.S. (1970) - The production of granite melts during ultrametamorphism. Contrib. Mineral. Petrol. 28 : 235-244.
- BRUN, J.P. (1975) - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de Saint-Malo (Massif armoricain). Analyse de la déformation. Thèse de 3ème cycle, Rennes, ronéo, 97p.
- BRUN, J.P. (1977) - La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le massif de Saint-Malo (Massif armoricain, France). Can. J. Earth Sci. 14 : 1697-1707.
- BRUN, J.P. (1980) - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in Eastern Finland : evidence for large-scale gravitational instability in the proterozoic crust. Earth. Plan. Sci. Lett., 44 : 441-449.
- BRUN, J.P. (1981) - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale : application au développement des dômes et des plutons. Thèse d'Etat, Rennes, ronéo 197p.
- BRUN, J.P. et MARTIN, H. (1977) - Relations métamorphisme - déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : le Massif de Saint-Malo (France). Bull. Soc. Geol. France 20 : 91-101.
- BUNGUM, H., PIRHONEN, S.E. et HUSEBYE, E.S. (1980) - Crustal thickness in Fennoscandia. Geophys. J. R. astr. Soc. 63 : 759-774.
- BURKE, K., DEWEY, J.F. et KIDD, W.S.F. (1976) - Dominance of horizontal movements, arcs and microcontinental collisions during the later permobile regime. In : B.F. Windley (éditeur). The early history of the Earth. Wiley, London : 113-129.
- BURKE, K. et KIDD, W.S.F. (1978) - Were Archaean continental geothermal gradients much steeper than those to to-day ? Nature, 272 : 240-241.
- BURNHAM, C.W. (1979) - Magmas and hydrothermal fluids. In "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". Barnes (éditeur) Wiley, Interscience, New-York : 71-137.
- BÜSCH, W., SCHNEIDER, G. et MEHNERT, K.R. (1974) - Initial melting at grain boundaries. Part II: melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition. N. Jb. Miner. Mh. 8 : 345-370.

- CALCAGNILE, G. (1982) - The lithosphere - asthenosphere system in Fennoscandia. *Tectonophysics*. 90 : 19-35.
- CAMPBELL, I.H., et JARVIS, G.I. (1984) - Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Res.* 26 : 15-56.
- CAWTHORN, R.G., et BROWN, P.A. (1976) - A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkalin
- CAWTHORN, R.G. et BROWN, P.A. (1976) - A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *J. Geol.* 84 : 467-476.
- CAWTHORN, R.G., STRONG, D.F. et BROWN, P.A. (1976) - Origin of corundum normative intrusive and extrusive magmas. *Nature* 259 : 102-104.
- CHAPPELL, B.W. et WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific geology* 8 : 173-174.
- CHAUVEL, C. (1979) - La méthode Sm-Nd. Exemple de quelques gneiss de Finlande. D.E.A., Rennes, ronéo, 52 p.
- CHAUVEL, C., et JAHN, B.M. (1984) - Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48 : 93-110.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B. et BRANNOCK, W.W. (1965) - Eclogites and eclogites : their differences and similarities". *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76 : 483-508.
- COLLERSON, K.D. et BRIDGWATER, D. (1979) - Metamorphic development of early archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses : Saglek area, Labrador. In : "Trondhjemitic, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur). Elsevier, Amsterdam : 206-273.
- COLLERSON, K.D., KERR, A., WOCKE, R.D. et HANSON, G.N. (1982) - Reworking of sialic crust as represented in late Archaean age gneisses, northern Labrador. *Geology* 10 : 202-208.
- COMPTON, P. (1978) - Rare-earth evidence for the origin of the Nûk gneisses, Buksefjorden region, southern West Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66 : 283-294.
- CONDIE, K.C. (1967) - Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 31 : 2135-2149.
- CONDIE, K.C. (1975) - A mantle plume model for the origin of Archaean greenstone belts, based on trace element distributions. *Nature*, 258 : 413-414.
- CONDIE, K.C. (1976) - Trace-element geochemistry of Archaean greenstone belts. *Earth. Sci. Rev.* 12 : 393-417.
- CONDIE, K.C. (1980) - Origin and early development of the earth's crust. *Precambrian Res.* 11 : 183-197.
- CONDIE, K.C. (1981) - Archaean greenstone belts. Elsevier, Amsterdam : 434 p.
- CONDIE, K.C., BARSKY, C.K. et MUELLER, P.A. (1969) - Geochemistry of Precambrian diabase dykes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 33 : 1371-1388.
- CONDIE, K.C., MACKE, J.E. et REIMER, I.O. (1970) - Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81 : 2759-2776.
- CONDIE, K.C. et LO H.H. (1971) - Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith of early Precambrian age, Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35 : 1099-1119.
- CONDIE, K.C. et HUNTER, D.R. (1976) - Trace element geochemistry of Archaean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth Planet. Sci. Let.* 29 : 389-400.
- CONDIE, K.C. et ALLEN, P. (1980) - Origin of archaean migmatites from the Gwenoro Dam area, Zimbabwe - Rhodesia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74 : 35-43.

- COOPER, J.A., NESBITT, R.W., PLATT, J.P., et MORTIMER, G.E. (1978) - Crustal development in the Agnew region Western Australia, as shown by Rb/Sr isotopic and geochemical studies. *Precambrian Res.* 7 : 31-59.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., et ZUSSMAN, J. (1963) - Rock-forming minerals. Longmans, London.
- DICKINSON, W.R. (1975) - Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs. *Geology* 3 : 53-56.
- DICKINSON, W.R., et LUTH, W.C. (1971) - A model for plate tectonics evolution of mantle layers. *Science* 174 : 400-404.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L. et LAMEYRE, J. (1982) - Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14 : 125-132.
- DRURY, S.A. (1978) - REE distributions in a high-grade archaean gneiss complex in Scotland : implications for the genesis of ancient sialic crust. *Precambrian Res.* 7 : 237-257.
- ELDER, J.W. (1972) - Dynamic control of magmatic processes. *J. Earth Sci. Leeds Univ.* 8 : 287-303.
- ENGEL, A.E., ITON, S.P., ENGEL, G.G., STICKNEY, D.M. et CRAY, E.J.Jr. (1974) - Crustal evolution and global tectonics, a petrographic view. *Bull. geol. Soc. Amer.* 85 : 843-858.
- ERMANOVICS, I.F. (1971) - Granites, granite gneiss and tectonic variation of the superior Province in southeastern Manitoba. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper* 9 : 77-81.
- ESKOLA, P. (1925) - On the petrology of eastern Fennoscandia I. *Fennia* 45, 19.
- ESKOLA, P. (1929) - On mineral facies. *Geol. Fören Förrn* 51, 2 : 157-172.
- ESKOLA, P. (1949) - The problem of mantled gneiss domes. *Quart. Jour. Geol. Soc. London.* 104 : 461-476.
- ESKOLA, P. (1963) - The Precambrian of Finland. In "the Precambrian". K. Rankama (editor), J. Wiley et Sons, New-York, London : 145-242.
- FLOYD, P.A. et WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Let.* 27 : 211-218.
- FORSYTHE, D.W. (1977) - The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. *Tectonophysics* 38 : 89-95.
- FORSYTHE, D. et UYEDA, S. (1975) - On the relative importance of driving forces of plate motion. *J. Geophys. Res.* 43 : 163-200.
- FOURCADE, S. et ALLEGRE, C.J. (1981) - Trace element behavior in granite genesis : a case study, the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76 : 177-195.
- FRIEND, C.R.L. et HUGHS, D.J. (1977) - Archaean aluminous ultrabasic rocks with primary igneous textures from Fiskensæset region, southern west Greenland. *Earth Planet. Sci. Let.* 36 : 157-167.
- FROSTERUS, B. et WILKMAN, W.W. (1920) - Kivilajikartan selitys lehti D 3, Joensuu. Suomen geologinen yleiskartta 1/400 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- FYFE, W.S. (1978) - The evolution of the earth's crust : modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.* 23 : 89-114.

- GAÁL, G. (1982) - Nickel metallogeny related to tectonics in the central Baltic shield. *Rev. Bras. Geoc.* 12 : 437-444.
- GAÁL, G., MIKKOLA, A., SÖDERHOLM, B. (1976) - Development of the Archaean crust in Finland. 25th Intern. Geol. Congr. Sydney, 1 : 8-9.
- GAÁL, G., MIKKOLA, A. et SÖDERHOLM, B. (1978) - Evolution of the archaean crust in Finland. *Precambrian Res.* 6 : 199-215.
- GARCIA, O.M. (1978) - Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Science Review.* 14 : 147-167.
- GILL, J. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York : 390 p.
- GLASSEY, W.E. (1974) - Geochemistry and tectonics of the crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85 : 785-794.
- GLIKSON, A.Y. (1970) - Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early precambrian systems. *Tectonophysics*, 9 : 397-433.
- GLIKSON, A.Y. (1972) - Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83 : 3323-3344.
- GLIKSON, A.Y. (1976) Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones. Significance of data from shields of the southern hemisphere. In "The early history of the Earth" J. Wiley et Sons, New York: 257-278.
- GLIKSON, A.Y. (1979) - Early precambrian tonalite - trondhjemite sialic nuclei. *Earth. Sci. Rev.* 15: 1-73.
- GLIKSON, A.Y. et SHERATON, J.W. (1972) - Early precambrian trondhjemitic suites in western Australia and northwestern Scotland and the geochemical evolution of shields. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17 : 227-242.
- GOLDICH, S.S., HEDGE, C.E. et STERN T.W. (1970) - Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, south western Minnesota. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81 : 3671-3996.
- GOLDICH, S.S., HANSON, G.N., HALLFORD, C.R. et MUDREY, M.G. (1972) - Early precambrian rocks in the Saganaga Lake - Northern Light Lake area. Minnesota, Ontario. *Geol. Soc. Am. Mem.* 135 : 150-177.
- GOODWIN, A.M. (1973) - Archaean iron-formations and tectonic basins of the Canadian shield. *Econ. Geol.* 68 : 915-933.
- GOODWIN, A.M. (1974) - Precambrian belts, plumes and shield development. *Am. J. Sci.* 274 : 987-1028.
- GOODWIN, A.M. (1979) - Archaean volcanic studies in the Timmins - Kirkland Lake. Noranda region of Ontario and Quebec. *Geol. Surv. Can. Bull.* 278 : 51 p.
- GOODWIN, A.M. (1981) - Archaean plates and greenstones belts. In Kröner A. ed. "Precambrian plate tectonics". Amsterdam, Elsevier, 105-135.
- GOODWIN, A.M. et RIDLER, R.H. (1970) - The Abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Can. Pap.* 70-40: 1-24.
- GOODWIN, A.M., AMBROSE, J.W., AYRES, L.D., CLIFFORD, P.M., CURRIE, K.L., ERMANOVICS, I.M., NORRIS, A.W. et PETTIJOHN, F.J. (1972) - The Superior Province. In "Variations in tectonic styles in Canada". *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper.* 11 : 527-624.
- GORMAN, B.E., PEARCE, T.H. et BIRKETT, T.C. (1978) - On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian Res.* 6 : 23-41.
- GOWER, C.F., CROCKET, J.H. et KABIR, A. (1983) - Petrogenesis of archaean granitoid plutons from the Kenora area, English River subprovince, northwest Ontario, Canada. *Precambrian Res.* 22 : 245-270.

- GOVINDARAJU, K. (1984) - 1984 compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals. *Geostandards newsletters*, 8 : 3-85.
- GRAVIOU, P. -(1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 236 p.236.
- GREEN, D.H. (1973) - Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19 : 37-53.
- GREEN, D.H. (1976) - Experimental testing of equilibrium partial melting of peridotite under water-saturated conditions. *Can. Mineral.* 14 : 255-268.
- GREEN, D.H. (1982) - Anatexis mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. Dans "Andésites" R.S. Thorpe (éditeur). J. Wiley. N.Y. : 465-487.
- GREEN, N.L. (1975) - Archaean glomeroporphyritic basalts. *Can. J. Earth Sci.* 12 : 1770-1784.
- GREEN, T.H. et RINGWOOD, A.E. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18 : 105-162.
- GRUAT, G. (1983) - Etude géochimique d'associations volcaniques basiques et ultrabasiques d'âges supérieurs à 3.5 AE : conséquences sur la structure du manteau archéen précoce. Thèse de 3ème cycle, Rennes, ronéo, 105 p.
- HALLBERG, J.A. (1972) - Geochemistry of archaean volcanic belts in the eastern Goldfields region of western Australia. *J. Petrol.* 13 : 45-56.
- HANSKI, E.J. (1979) - Komatiitiset ja tholeiitiset vulkaniittit Siivikkovaran alueella, Kuhmon arkeisella viihreaktiivyo hykkellä. Kuhmon ja Killilän malmipeojektit. Oulun yliopisto, Raportti n°15.
- HANSKI, E.J. (1980) - Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Kellojärvi group in the Siivikkovaara area of the archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* 52 : 67-100.
- HANSKI, E.J., TAIPALE, K. et TUOKKO, I. (1980) - Outcrop descriptions for the IGCP Nickel excursion in the southern part of the archaean Kuhmo greenstone belt. Kuhmo geological research Project. Report n° 34 : 1-14.
- HANSON, G.N. (1980) - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8 : 371-406.
- HANSON, G.N. et GOLDICH, S.S. (1972) - Early precambrian rocks in the Saganaga Lake - Northern Light Lake area, Minnesota - Ontario Pt. 2, Petrogenesis. In "Studies in mineralogy and precambrian geology". B.R. Doe et D.K. Smith (éditeurs). *Geol. Soc. Am.* 135 : 179-192.
- HARPUM, J.R. (1963) - Petrographic classification of granitic rocks by partial chemical analysis. *Tanganyika Geol. Surv.* 10 : 80-88.
- HARRIS, N.B.W. et GOODWIN, A.M. (1976) - Archaean rocks from the eastern Lac Seul region of the English River gneiss belt, north-western Ontario. 1, Petrology, chemistry and metamorphism. *Can. J. Earth Sci.* 13 : 1202-1211.
- HART, S.R. et BROOKS, C. (1977) - The geochemistry and evolution of early precambrian mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 61 : 109-128.

- HASEBE, K., FUJII, N et UYEDA, S. (1970) - Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics* 10 : 335-355.
- HASKIN, L.A., FREY, F.A., SCHMITT, R.A. et SMITH, R.H. (1966) - Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. *Physics and Chemistry of the Earth* (ed. L.H. Ahrens) 7 : 169-321.
- HEIMLICH, R.A. (1969) - Reconnaissance petrology of precambrian rocks in the Bighorn Mountain, Wyoming. *Contrib. Geol.* 8 : 47-61.
- HEKINIAN, R., MOORE, J.G. et BRYAN, W.B. (1976) - Volcanic rocks and processes at the Mid-Atlantic ridge rift valley near 36° 49' north. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58:83-92.
- HELZ, R.T. (1973) - Phase relations of basalts in their melting range of $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I, mafic phases. *J. Petrol.* 14 : 249-302.
- HELZ, R.T. (1976) - Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ Kb. Part II. melt compositions. *J. Petrol.* 17 : 139-193.
- HENDERSON, J.B. (1972) - Sedimentology of archaean turbidites at Yellowknife, north-west territories. *Can. J. Earth Sci.* 9 : 882-902.
- HENDERSON, P. (1982) - Inorganic geochemistry. Pergamon press. 353 p.
- HICKMAN, A.H. (1975) - Precambrian structural geology of part of Pilbara region. *Geol. Surv. W. Aust. Annu. Rep.* 1974 : 68-73.
- HICKMAN, A.H. et LIPPLE, S.L. (1975) - Explanatory notes on the Marble Bar geological sheet, Western Australia. *Geol. Surv. W. Aust. Rec.* 74/20.
- HIETANEN, A. (1943) - Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im Südwestlichen Finnland. *Finlande Comm. Géol. Bull.* 130 : 1-105.
- HIETANEN, A. (1963) - Idaho batholith near Pierce and Bungalow clearwater county, Idaho. U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 344-D : 1-42.
- HIETANEN, A. (1975) - Generation of potassium - poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* 3 : 631-645.

- HILDRETH, W. (1979) - The Bishopptuff : evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 180 : 43-75.
- HINE, R., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W. et WHITE, A.J.R. (1978) - Contrast between I and S type granitoids of Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Austr.* 25 : 219-234.
- HOLLOWAY, J.R. et BURNHAM, C.W. (1972) - Melting relations of basalt with equilibrium water pressures less than total pressure. *J. Petrol.* 73 : 1-29.
- HORMANN, P.K., RAITH, M., RAASE, P., ACKERMAN, D. et SEIFERT, F. (1980) - The granulite complex of Finnish Lapland : petrology and metamorphic conditions in Ivalojoensuu - Inarijärvi area. *Geol. Surv. Finland Bull.* 308 : 1-95.
- HUBBERT, J.J. (1976) - Volcanism in the western Superior Province in Manitoba. In B.F. Windley (éditeur). *The early history of the Earth*. J. Wiley et Son. New-York, 279-288.
- HUNTER, D.R. (1970) - The ancient gneiss complex in Swaziland. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 73, 107-150.
- HUNTER, D.R. (1973) - The granitic rocks of the Precambrian in Swaziland. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 3 : 131-147.
- HUNTER, D.R., BARKER, F. et MILLARD, H.T. (1978) - The geochemical nature of the archaean ancient gneiss complex and granodioritic suite. Swaziland : a preliminary study. *Precambrian Res.* 7 : 105-127.
- HUTCHINSON, (1974) - The formation of the Earth. *Nature* 250 : 556-568.
- HYPPÖNEN, V. (1973) - Kallioperäkartta, lehti 4412, Hiisijärvi. Suomen geologinen kartta 1/100 000, Geologinen tutkimuslaitos.
- HYPPÖNEN, V. (1976) - Kallioperäkartta, lehti 4411, Ontojoki. Suomen geologinen kartta 1/100 000, Geologinen tutkimuslaitos.
- HYPPÖNEN, V. (1978) - Kallioperäkartta, lehti 4413, Kuhmo. Suomen geologinen kartta 1/100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- HYPPÖNEN, V. (1983) - Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi, and Kuhmo map-sheet areas. Suomen geologinen Kartta 1/100 000. Lehdet 4411, 4412, ja 4413. Geologinen tutkimuslaitos : 1-60.
- ISHIARA, S. (1977) - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.* 27 : 293-305.
- JACQUEMIN, H. (1981) - Contribution de l'étude géochimique des éléments en traces à la pétrogénèse des complexes anorogéniques. Exemple des massifs de Mboutou et de Golda Zuelva (Nord Cameroun). Thèse de 3ème cycle, Nancy, France, 197 p.
- JAHN, B.M. (1977) - Trace element geochemistry of archaean volcanic rocks and its implications for the chemical evolution of the upper mantle. *Bull. Soc. géol. France.* 6 : 1259-1269.
- JAHN, B.M., SHIH, C.Y. et MURTHY, V.R. (1974) - Trace element geochemistry of archaean volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 38 : 611-627.
- JAHN, B.M. et NYQUIST, L.E. (1976) - Crustal evolution in the early Earth-Moon system : constraints from Rb-Sr studies. In "The early history of the Earth". B.F. Windley (éditeur) Wiley. Londres : 55-76.
- JAHN, B.M. et SUN, S.S. (1979) - Trace element distribution and isotopic composition of archaean greenstone. In "Origin and distribution of the elements". L.H. Ahrens (éditeur). Pergamon. Oxford. New York : 597-618.

- JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F. et HAMEURT, J. (1980a) - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *J. Petrol.* 21 : 201-244.
- JAHN, B.M., VIDAL, Ph. et TILTON, G. (1980b) - Archaean mantle heterogeneity : evidence from chemical and isotopic abundances in archaean igneous rocks. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 297 : 353-364.
- JAHN, B.M., GLIKSON, A.Y., PEUCAT, J.J. et HICKMAN, A.H. (1981) - REE geochemistry and isotopic data of archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia : implications for the early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 : 1633-1652.
- JAHN, B.M., GRUAU, G. et GLIKSON, A.Y. (1982) - Komatiites of the Unverwacht group, S. Africa : REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80 : 25-40.
- JAHN, B.M. et ZHANG, Z.Q. (1984) - Archaean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China : rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85 : 224-243.
- JAHN, B.M., VIDAL, Ph. et KRÖNER, A. (1984) - Multi-chronometric ages and origin of archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland : a case for long crustal residence time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 : 398-408.
- JOHANNES, W. (1983) - On the origin of layered migmatites. In "Migmatites melting and metamorphism" (M.P. Atheron et C.D. Gribble, éditeurs). Shiva geology series, Nantwich : 234-248.
- KAHMA, A. (1973) - The main metallogenic features of Finland. *Geol. Surv. Finland. Bull.* 265 : 1-29.
- KALSBECK, F. (1976) - Metamorphism in the Fiskehaasset region. *Rapp. Grönlands geol. Unders.* 73 : 34-41.
- KENAH, C. et HOLLISTER, L.S. (1983) - Anatexis in the Central gneiss complex, British Columbia. In "Migmatites, melting and metamorphism" (M.P. Atheron et C.D. Gribble éditeurs). Shiva geology series. Nantwich : 142-162.
- KOUVO, O. (1958) - Radioactive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 182 : 1-70.
- KOUVO, O. (1964-1978) - Annual report on the activities for the years 1964-1977. Summary. *Geol. Surv. Finland.*
- KOUVO, O. et KULP, J.L. (1961) - Isotopic composition of Finnish galenas. *New York Acad. Sci. Annals* 91 : 476-491.
- KOUVO, O. et TILTON, G.R. (1966) - Mineral ages from the Finnish Precambrian. *J. Geol.* 74, 421-442.
- KRATZ, K.O. (1960) - Géologie du précambrien de la partie orientale du bouclier baltique. *Tr. Lab. Geol. Dokembriya. AN URSS* n° 9.
- KRÖNER, A. (1982) - Archaean to early proterozoic tectonics and crustal evolution : a review. *Rev. Bras. Geoc.* 12 : 15-31.
- KRÖNER, A., PUUSTINEN, K. et HICKMAN, M. (1981) - Geochronology of an archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76 : 33-41.

- KUNO, H. (1959) - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volc. 20 : 37-76.
- KUNO, H. (1960) - High-alumina basalts. J. Petrol. 1 : 121-145.
- KUNO, H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. In "The Poldervaart treatise, on rocks of basaltic composition". H.H. Hess and A. Poldervaart (editeurs). Interscience publishers 2 : 623-688.
- KUSHIRO, I., SHIMIZU, N. et NAKAMURA, Y. (1972) - Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures : a preliminary report. Earth Planet. Sci. Lett. 14 : 19-25.
- LAAJOKI, K. (1973) - On the geology of the south Puolanka area, Finland. Geol. Surv. Finland Bull. 263 : 1-53.
- LAAJOKI, K. et LAVIKAINEN, S. (1977) - Rare-Earth elements in the Archaean iron formation and associated schists in Ukkolanvaara, Ilomantsi, SE Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 49 : 105-123.
- LAMBERT, I.B. and WYLLIE, P.J. (1968) - Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. Nature 219 : 1240-1241.
- LAMBERT, R. St J. (1976) - Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures and a progressive evolutionary model for the Earth. In B.F. Windley (editeur). The early history of the earth. J. Wiley and Sons. New York : 363-376.
- LAMBERT R. St J. et HOLLAND, J.G. (1974) - Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in mineral and rocks. Geochim. Cosmochim. Acta. 38 : 1393-1414.
- LAMEYRE, J. et BOWDEN, P. (1982) - Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res. 14 : 169-186.
- LAPPIN, A.R. et HOLLISTER, L.S. (1980) - Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia. Am. J. Sci. 280 : 518-545.
- LAVIKAINEN, S. (1973) - Kallioperäkartta, lehti 4244 Ilomantsi. Suomen geologinen Kartta 1/100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- LAVIKAINEN, S. (1975) - Kallioperäkartta, lehti 4243, Oskajärvi. Suomen geologinen kartta 1/100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- LEAKE, B.E. (1968) - A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Amer. Spec. pap. : 98: 1-210.
- LEDRU, P. et BRUN, J.P. (1977) - Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique : exemple du granite de Flamenville (Manche). C.R. Acad. Sci. 258 : 1199-1202.
- LEE, D.E. et VAN LOENEN, R.E. (1971) - Hybrid granitoid rocks of the southern Snake Range, Nevada. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 668 : 1-48.
- LEE, D.E. et CHRISTIANSEN, E.H. (1983) - The granite problem as exposed in the southern Snake Range, Nevada. Contrib. Mineral. Petrol. 83 : 99-116.
- LE METOUR, J. (1978) - Petrogenesis of migmatites and associated granites in South Brittany. N. Jb. Min. Mh. 8 : 364-376.
- LE PICHON, X. (1968) - Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res. 73 : 3661-3697.

- LLOYD, F.E. et BAILEY (1975) - Light element metasomatism of the continental mantle : the evidence and the consequences. In "Physics and Chemistry of the Earth". L.H. AHRENS et al. (éditeurs) 9, 389-416.
- LOBACH-ZHUCHENKO, S.B. (1980) - The older granites of Karelia, their geological and geochemical evolution. *Nauka* 151-161.
- LOBACH-ZHUCHENKO, S.B., KRYLOV, I.N., BAYKOVA, V.S., CHEKULAEV, V.P. ARESTOVA, N.A. et SHULFSHKO, I.K. (1976) - The geological evolution of the Karelian greenstone terrain of the Baltic shield. 25th Intern. Geol. Congr. Sydney, 1 : 16-17.
- LÖFGREN, C. (1979) - Do leptytes represent Precambrian island arc rocks ? *Lithos*, 12 : 159-165.
- LONGSTAFFE, F.J., Mac NUTT, R.H. et CROCKET, J.H. (1982) - Rare Earth element modelling of archaean meta-igneous and igneous rocks, lake Despair area, northwestern Ontario. *Precambrian Res.* 17 : 275-296.
- LUND, R.H. (1956) - Igneous and metamorphic rocks of the Minnesota River Valley. *Geol. Soc. Am. Bull.* 67 : 1475-
- Mac CARTHY, T.S. et GROVES, D.I. (1979) - The Blue Tier batholith, northeastern Tasmania. A cumulate like product of fractional crystallisation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71 : 193-209.
- Mac DONALD, G.A. et KATSURA, T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5: 82-133.
- Mac GREGOR, V.R. (1932) - The geology of the country around Que-Que, Gwelo District. *Geol. Surv. S. Rhodesia. Bull.*, 20.
- Mac GREGOR, V.R. (1973) - The early Precambrian geology of the Godthaab district, West Greenland. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, 273 : 343-358.
- Mac GREGOR, V.R. (1979) - Archaean grey gneisses and the origin of the continental crust : evidence from the Godthaab region, West Greenland. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. Barker (éditeur). Elsevier Amsterdam : 169-200.
- Mac CULLOCH, M.T. et WASSERBURG, G.S. (1978) - Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science* 200 : 1003-1011.
- Mac KAY, G.A. et WEILL, D.F. (1976) - Application of major and trace element crystal/liquid partitioning to the origin of KREEP (abstract). In "Lunar Science VII". The lunar science institute, Houston : 527-529.
- Mac KENZIE, D.P. et WEISS, N. (1975) - Speculations on the thermal and tectonic history of the earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 42 : 131-174.
- MARTIN, H. (1977) - Contribution à l'étude de l'anatexie : le Massif de St Malo (Massif Armoricain). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse de 3ème cycle, Rennes, ronéo, 95 p.
- MARTIN, H. (1979a) - Comportement géochimique de quelques éléments en traces durant la fusion incongruente de la biotite (rapport d'A.T.P.). *Sci. Geol.* 53 : 125-130.
- MARTIN, H. (1979b) - Geochemical behaviour of major and trace elements during incongruent melting of biotite in the Saint Malo massif migmatites. *N. Jb. Miner. Mh.* 10 : 509-524.
- MARTIN, H. (1980) - Comportement de quelques éléments en traces au cours de l'anatexie : exemple du massif de Saint Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth Sci.* 17 : 927-941.

- MARTIN, H., CHAUVEL, C., JAHN, B.M. et VIDAL, Ph. (1983a) - Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of archaean granodioritic gneisses from eastern Finland. *Precambrian Res.* 20 : 79-91.
- MARTIN, H., CHAUVEL, C. et JAHN, B.M. (1983b) - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.* 21 : 159-180.
- MARTIN, H. et QUERRE, G. (1984) - A 2.5 G.a. reworked sialic crust : Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85 : 292-299.
- MARTIN, H., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J., JAHN, B.M., PIQUET, D., QUERRE, G. et VIDAL, Ph. (1984) - Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* 56 : 135-160.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. et TANAKA, T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 37 : 239-244.
- MATISTO, A. (1958) - Kivilajirkartan selitys lehti D5, Suomussalmi Suomen geologinen yleiskartta 1/400 000. Geologinen tutkimuslaitos..
- MENHERT, K.R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Amsterdam. 393 p.
- MEHNERT, KR., BÜSCH, W. et SCHNEIDER, G. (1973) - Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspars in gneisses and granulites. *N. Jb. Miner. Mh.* 4 : 165-183.
- MERILAINEN, K. (1976) - The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 281, 129 p.
- MIYASHIRO, A. (1972) - Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. J. Sci.* 272 : 629-656.
- MOELLER, T. (1963) - The chemistry of the Lanthanides. Reinhold Publishing Corp. New York, 1963.
- MOORBATH, S. (1975) - Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature* 254 : 395-398.
- MOORBATH, S. et PANKHURST, R.J. (1976) - Further Rb-Sr ages and isotope evidence for the nature of the Late Archaean plutonic event in West Greenland. *Nature*, 262 : 124-126.
- MOORBATH, S., TAYLOR, P.N. et GOODWIN, R. (1981) - Origin of granitic magma by crustal remobilisation : Rb-Sr and Pb/Pb geochronology and isotope geochemistry of the Late Archaean Qôrqt granite complex of southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 : 1051-1060.
- MOREAU, B. (1980) - Petrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande) : exemple des massifs de Vaskojoki et Mutajärvi. Thèse de 3ème cycle, Rennes, ronéo, 267 p.
- MYERS, J.S. (1976) - The early Precambrian gneiss complex of Greenland. In : B.F. WINDLEY (Editeur). "The early history of the Earth". J. Wiley and Sons. New York. N.Y. 165-176.
- MYSEN, B.O. (1979) - Trace element partitioning between garnet peridotite minerals and water-rich vapor : experimental data from 5 to 30 kbar. *Amer. Mineral.* 64 : 274-287.
- MYSEN, B.O. et BOETTCHER, A.L. (1975a) - Melting of a hydrous mantle. I, Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. *J. Petrol.*, 16 : 520-548.

- MYSEN, B.O. et BOETTCHER, A.L. (1975b) - Melting of a hydrous mantle. II, Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *J. Petrol.* 16 : 549-593.
- NAGAZAWA, H. et SCHNETZLER, C.C. (1971) - Partitioning of Rare-earth, alcali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35 : 953-968.
- NALDRETT, A.J. et TURNER, A.R. (1977) - The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, western Australia. *Pre-cambrian Res.* 5 : 43-103.
- NAQVI, S.M. (1978) - Geochemistry of Archaean metasediments : evidence for prominent anorthosite-norite-troctolite (ANT) in the Archaean basaltic primordial crust. In "Archaean geochemistry". B.F. WINDLEY et S.M. NAQVI (éditeurs) Elsevier, Amsterdam : 343-360.
- NESBITT, R.W. et SUN, S.S. (1976) - Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31 : 433-453.
- NESBITT, R.W., SUN, S.S. et PURVIS, A.C. (1979) - Komatiites geochemistry and genesis. *Can. Mineral.* 17 : 165-186.
- NICHOLLS, I.A. et RINGWOOD, A.E. (1972) - Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17 : 243-246.
- NICHOLLS, I.A. et RINGWOOD, A.E. (1973) - Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated tholeiitic magmas in the island arc environment. *J. Geol.* 81 : 285-300.
- NISBET, E.G. (1982) - The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In : komatiite volume. N.T. Arndt et E.G. Nisbet (éditeurs). George Allen et Unwin. London : 501-518.
- NISBET, E.G. et FOWLER, C.M.R. (1983) - Model for Archaean plate tectonics. *Geology* 11 : 376-379.
- NYKÄNEN, O. (1971) - Kallioperäkartan selitys. Lehti 4241 Kūhtelysvaara. Suomen geologinen Kartta 1/100 000. Geologinen tutkimuslaitos (résumé en anglais).
- O'CONNOR, J.T. (1965) - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 525-B : 79-84.
- O'NIONS, R.K. et PANKHURST, R.J. (1974) - Rare-earth element distribution in Archaean gneisses and anorthosites, Godthaab area, West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 22 : 328-338.
- O'NIONS, R.K. et PANKHURST, R.J. (1978) - Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38 : 211-236.
- OXBURGH, E.R. (1974) - The plain man's guide to plate tectonics. *Proc. Geol. Assoc.* 85 : 299-357.
- PARSON, B.A. et SCLATER, J.G. (1977) - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82 : 803-827.
- PATCHETT, P.J., UPTON, B.G.J. et BYLUND, G. (1978) - Palaeomagnetism and the Grenville orogeny : new Rb-Sr ages from dolerites in Canada and Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40 : 349-364.

- PATCHETT, P.J., KOUVO, O., HEDGE, C.E. et TATSUMOTO, M. (1981) - Evolution of continental crust and mantle heterogeneity : evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78 : 279-297.
- PEARCE, J.A. et CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19 : 290-300.
- PEKKARINEN, L.J. (1979) - The karelian formations and their depositional basement in the Kihtelysvaara-Värtsilä area, East Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 301 : 1-141.
- PENTTILÄ, E. (1972) - Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations. *Ann. Acad. Scient. Fennicae. III, Geol.-Geogr.* 110 : 1-38.
- PETERMAN, Z.E. et BARKER, F. (1976) - Rb-Sr whole-rock age of trondhjemites and related rocks of the southwestern Trondheim region, Norway. *U. S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 76-670 : 1-17.
- PETERMAN, Z.E. et HILDRETH, R.A. (1978) - Reconnaissance geology and geochronology of the Precambrian of the Granite Mountains. Wyoming. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1055 : 22 p.
- PEUCAT, J.J. (1982) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. Thèse d'état, Rennes, ronéo, 172 p.
- PEUCAT, J.J. et MARTIN, H. (1985) - Are Rb-Sr thin slab migmatite ages meaningful ? Evidence provided by three exemples in metamorphic basement complexes of various ages. *N. Jb. Miner. Mh.* (sous presse).
- PHAUP, A.E. (1973) - The granitic rocks of the Rhodesian craton. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 3 : 59-68.
- PICHAMUTHU, C.S. (1974) - The Dharwar craton. *J. Geol. Soc. India.* 15 : 339-346.
- PICHAMUTHU, C.S. (1976) - Some problems pertaining to the Peninsular gneissic complex. *J. Geol. Soc. India.* 17 : 1-16.
- PIPER, J.D.A. (1976) - Paleomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent. *Philos. Trans. R. Soc. London. A*, 280 : 469-490.
- PIQUET, D. (1982) - Mécanismes de recristallisation métamorphique dans les ultrabasites : exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (ceinture de Suo-mussalmi-Kuhmo). Thèse de 3e cycle, ronéo, Rennes. 246 p.
- PITCHER, W.S. (1983) - Granite : typology, geological environment and melting relationships. dans "Migmatites, melting and metamorphism" (M.P. Atheron et C.D. Gribble, éditeurs). Shiva geology series, Nautwich. 277-285.
- POLKANOV, A.A. et GERLING, E.K. (1960) - The precambrian geology of the Baltic shield. Precambrian stratigraphy and correlations.
- POPOV, M.G., SUHOLETOVA, G.N. et MOROZOV, S.A. (1979) -Geology of the Kanennozersky region. In : *Geology of early Precambrian rocks of Karelia. Petrodzavodsk.* : 76-94.
- QUERRE, G. (1981) - Résultats préliminaires sur la pétrologie des intrusions granitiques "tardives" dans les terrains archéens du Kainuu (Finlande Orientale) (résumé). *E.U.G. Strasbourg.* -113.
- QUERRE, G. (1985) - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 G.a.) de Finlande orientale : Pétrologie et Géochimie. Thèse de 3ème cycle, Rennes ronéo (sous presse).

- RAMAKRISHNAN, M., VIWANATHA, M.M. et NATH, J.S. (1976) - Basement cover relationships of Peninsular gneiss with high grade schists and greenstone belts of southern Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, 17 : 97-111.
- RAMBALDI, E.R. (1973) - Variation in the composition of plagioclase and epidote in some metamorphic rocks near Bancraft, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 10 : 852-868.
- RAMBERG, H. (1967) - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press. London : 214 p.
- RAMBERG, H. (1961) - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies : In : G. Newall et N. Rast (éditeurs). *Mechanism of igneous intrusion*. *Geol. J. Spec. Issue* 2 : 261 p.
- RAMBERG, H. (1973) - Model studies of gravity - controlled tectonics by the centrifuge technique. In : K. A. de Jong et P. Schalten (éditeurs). *Gravity and tectonics*. J. Wiley. New York : 49-66.
- RAMSAY, W. (1898) - Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia* 16, 1.
- RAMSAY, W. (1909) - *Geologien grunder*. Helsingfors.
- RAYLEIGH, J.W.S. (1896) - Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42 : 77-107.
- RICE, A. (1981) - Convective fractionation. A mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. *J. Geophys. Res.* 86 : 405-417.
- RINGWOOD, A.E. (1975) - Composition and petrology of the Earth's mantle. Mc Graw-Hill, New-York. 617 p.
- ROGERS, J.J.W. (1978) - Inferred composition of early Archaean crust and variations in crustal evolution through time. In : "Archaean geochemistry" B.F. Windley et M. Naqvi (éditeurs). Elsevier Amsterdam: 25 - 39.
- RONOV, A.B., et YAROSHENSKY, A.A. (1976) - A new model for the chemical structure of the Earth's crust. *Geochem. Int.* 13-6 : 89-121.
- RUTLAND, R.W.R. (1973) - Tectonic evolution of the continental crust of Australia. In : D.H. Tarling and S.K. Runcorn (éditeurs). *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, London : 1011-1033.
- RYBAKOV, S.I. (1980) - Metamorphism of early Precambrian sediments and volcanic suites in Karelia. *Petrodzavodsk* 113 p.
- RYBAKOV, S.I., SVIRIDENKO, L.P. et SVETOVA, A.I. (1979) - Petrogeosynclinal rocks of central and south Karelia in connection with greenstone belts. In : *Geology of early Precambrian rocks of Karelia Petrodzavodsk*, 6-22.
- RYBAKOV, S.I., KULIKOV, V.C., et ROBONEN, V.I. (1981) - The volcanism in Archaean greenstone belts of Karelia *Nauka* : 152 p.
- RYBAKOV, S.I., et LOBACH-ZHUCKENKO, S.B. (1981) - Geological, geochemical and geophysical investigations in the eastern part of the Baltic shield. 10th general meeting of the Finnish-Soviet joint geological working group. 19-41.
- RYERSON, F.J., et HESS, P.C. (1978) - Implication of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42 : 921-932.
- SAKSELA, M. (1923) - Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finland. *Bull. Comm. géol. Finland.* n° 65.

- SCHWERTNER, W.M. (1976) - Crescent-shaped granitic bodies in the Scotch Lakes area, Wabigoon subprovince. Proc. 1976 Geotraverse Conf. Univ. Toronto. 34-41.
- SEDERHOLM, J.J. (1897) - Über eine archaische Sedimentformation in Südwestlilchen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. Geol. Finlande n° 6.
- SEDERHOLM, J.J. (1907) - Om granit och gneiss. Bull. Comm. Geol. Finlande n° 23.
- SEDERHOLM, J.J. (1932) - On the geology of Fennoscandia. Bull. Comm. géol. Finlande n° 98.
- SENGUPTA, S., BANDYOPADHYAY, P.K. et VAN DEN HUL, H.J. (1983) - Geochemistry of the Chakradharpur granite-gneiss complex - a precambrian trondhjemite body from west Singhbhum eastern India. Precambrian Res. 23 : 57-78.
- SHAW, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim. Cosmochim. Acta 32 : 573-602.
- SHAW, D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta. 34 : 237-243.
- SHAW, H.R. (1965) - Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. Am. J. Sci. 263 : 120-152.
- SHERATON, J.W. et BLACK, L.P. (1983) - Geochemistry of Precambrian gneisses : relevance for the evolution of the east Antarctic shield. Lithos 16 : 273-296.
- SILVENNOINEN, A., HONKAMO, M., JUOPPERI, H., LEHTONEN, M., MERILAINEN, P., PERTTUNEN, V., RASTAS, P., RASANEN, J. et VÄÄNÄNEN, J. (1980) - Main features of the stratigraphy of north Finland. In : A. SILVENNOINEN. "Jatulian geology in the eastern part of the baltic shield". Proceedings of a Finnish - Soviet Symposium . Rovaniemi. 153-162.
- SIMONEN, A. (1960) - Prequaternary rocks in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 191 : 1-49.
- SIMONEN, A. (1971) - Das finnische Grundgebirge. Geol. Rundsh. 60 : 1406-1421.
- SIMONEN, A. (1980) - The Precambrian in Finland. Geol. Surv. Finland. Bull. 304 : 51-108.
- SMITH, T.E., CHOUDHRY, A.G. et HUANG, C.H. (1983) - The geochemistry and petrogenesis of the Archaean Gamitagamalake igneous complex, southern Superior Province. Precambrian Res. 22 : 219-244.
- STERN, C.R., HUANG, W. et WYLLIE, P.J. (1975) - Basalt-andesite-rhyolite-H₂O : crystallization intervals with excess H₂O and H₂O undersaturated liquidus surfaces to 35 kbars, with implications to magma genesis. Earth Planet. Sci. Lett. 28 : 189-196.
- STERN, C.R. et WYLLIE, P.S. (1978) - Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H₂O at 30 kb with implications for subduction zone magmas. Am. Mineral. 63 : 641-663.
- STOWE, C.W. (1973) - The older tonalite gneiss complex in the Selukwe area, Rhodesia. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 3 : 85-96.
- STRECKEISEN, A. (1975) - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. 12 : 1-33.
- STRECKEISEN, A. (1976) - Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. N. Jb. Miner. Mh. 1 : 1-15.
- STRENS, R.G.J. (1965) - Stability and relations of the Al-Fe epidotes. Mineral. Mag., 35 : 464-475.
- STEUHL, H.H. (1962) - Die experimentelle. Metamorphose und Anatexis eines Parabiottitgneiss aus dem Schwarzwald. Chem. Erde 21 : 413-449.

- SUGIMURA, A. (1960) - Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect 2*, 12, 133-153.
- SUGIMURA, A. (1968) - Composition of primary magmas and seismicity of earth's mantle in island arcs. *Geol. Soc. Can. Pap.* 66 - 15 : 337-346.
- SUN, C.O., WILLIAMS, R.J. et SUN, S.S. (1974) - Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase - liquid and clinopyroxene - liquid equilibria in oceanic ridge basalt : an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 38 : 1415-1433.
- SUN, S.S. et NESBITT, R.W. (1977) - Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 35 : 429-448.
- SUN, S.S. et NESBITT, R.W. (1978) - Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics : evidence from the rare elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65 : 301-325.
- SUN, S.S., NESBITT, R.W. et SHARASKIN, A.Y. (1979) - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44 : 119-138.
- SUTTON, J. (1976) - Tectonic relationships in the Archaean. In : B.F. Windley (éditeur). *The early history of the Earth*. J. Wiley. New York : 99-104.
- SVIRIDENKO, L.P. (1974) - Metamorphism and emplacement of early Precambrian granites in West Karelia. Leningrad. Nauka 156 p.
- SWANSON, S.E. (1977) - Relation of nucleation and crystal-growth rate to development of granitic textures. *Am. Mineral.* 62 : 966-978.
- TAIPALE, K. (1979) - Arkeisen vulkanismin kehitys Tipasjärven alueella. Kuhmon ja Killilän malmiprojektit. Oulun yliopisto. Rapporti n° 14.
- TAIPALE, K. (1982) - Kuhmon akeeinen vihreäkivi-granitoidi alue. Osa I Tipasjärvi - Hietajärvi. Arkeisten alueiden malmiprojekti. Oulun Yliopisto rapporti n° 4. 1 : 143.
- TAIPALE, K., TUOKKO, I et PIIRAINEN, T. (1980) - A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. In IGCP projet n° 161, field excursion guide for Finland. H. PAPUNEN (editeur) 37-73.
- TALBOT, C.J. (1973) - A plate tectonic model for Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 273 : 413-428.
- TARNEY, J. (1976) - Geochemistry of high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In : B.F. Windley (éditeur). *The early history of the Earth*. J. Wiley and sons. New York. 405-417.
- TARNEY, J., DALZIEL, I.W.D. et DEWIT, M.J. (1976) - Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile : a model for Archaean greenstone belt formations. In : B.F. Windley (editeur). *The early history of the Earth*. Wiley, London : 131-146.
- TARNEY, J., WEAVER, B. et DRURY, S.A. (1979) - Geochemistry of Archaean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and east Greenland. In "Trondhjemites, dacites and related rocks". F. BARKER (éditeur). Elsevier Amsterdam 275-299.
- TAYLOR, S.R. et Mac LENNAN, S.M. (1981) - The composition and evolution of the continental crust. Rare earth elements evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 301 : 381-399.
- TOKSÖZ, M.N., MINEAR, J.W. et JULIAN, B.R. (1971) - Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.* 76-5 : 1113-1138.
- TOWELL, D.G., WINCHESTER, J.W. et VOLFOUSKY, R. (1979) - Rare-earth distribution in some rocks and associated minerals of the batholith of southern California. *J. Geophys. Res.* 70 : 3485-3496.

- TUOKKO, I. (1979) - Kuhmon-Suomussalmen lunskejaksen rautamuo-
dostumat ja niiden stratigra-
finen si jainti. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit Oulun yliopisto. Rapporti n°
16.
- TUTTLE, O.F. et BOWEN, N.L. (1958) - Origin of granite in the ligh of experimental studies in
the system $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{K Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Am. Mem. 74 :
1-153.
- VAASJOKI, M. (1981) - The lead isotopic composition of some finnish galenas. Geol. Surv. Fin-
land. Bull. 316 : 1-27.
- VAN DER MOLEN, I. et PATERSON, M.S. (1979) - Experimental deformation of partially melted
granite. Contrib. Mineral. Petrol. 70 : 299-318.
- VAN SCHMUS, W.R. et ANDERSON, J.L. (1977) - Gneiss and migmatites of Archaean age in the
Precambrian basement of Central Wisconsin. Geology 5 : 45-48.
- VARTIANEN, H. (1970) - Schist belt of Tipasjärvi on the parish of Sotkamo, Finland. Bull.
Geol. Soc. Finland. 42, 13-22.
- VAYRYNEN, H. (1954) - Suomen kallioperä. Helsinki.
- VEIZER, J. (1976) - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution of seawater during geologic history and its
significance as an index of crustal evolution. In "the early history of the
Earth". B.F. WINDLEY (éditeur). J. Wiley et Sons. New York, N.Y. : 569-578.
- VIDAL, Ph., BLAIS, S., JAHN, B.M., CAPDEVILA, R. et TILTON, G.R. (1980) - Pb-Pb and Rb-Sr
systematics of the Suomussalmi archaean greenstone belt (eastern Finland). Geo-
chim. Cosmochim. Acta 44 : 2033-2044.
- VILJOEN, M.J. et VILJOEN, R.P. (1969a) - A proposed new classification of the granitic rocks
of the Barberton region. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 2 : 153-188.
- VILJOEN, M.J. et VILJOEN, R.P. (1969b) - The chemical evolution of the granitic rocks of the
Barberton region. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 2 : 189-220.
- WATSON, E.B. (1976) - Two liquid partition coefficients : experimental data and geochemical
implications. Contrib. Mineral. Petrol. 56 : 119-134.
- WEAVER, B.L. et TARNEY, J. (1980) - Rare earth geochemistry of lewisian granulite facies
gneisses, Northwest Scotland : implications for the petrogenesis of the Archaean
Lower continental crust. Earth Planet. Sci. Lett. 46 : 344-360.
- WEGMAN, C.E. (1928) - Über die tektonik der jüngerer Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, 16 :
1-22.
- WEILL, D.F. et DRAKE, M.J. (1973) - Europium anomaly in plagioclase feldspar : experimental
results and semiquantitative model. Science. 180 : 1059-1060.
- WELLS, P.R.A. (1979) - Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, Southern West
Greenland. J. Petrol. 20 : 187-226.
- WETHERILL, G.W., KOUVO, O., TILTON, G.R. et GAST, P.W. (1962) - Ages measurments on rocks
from the finnish Precambrian. J. Geol. 70 : 74-88.
- WHITE, A.J.R., JAKES, P. et CHRISTIE, D.M. (1971) - Composition of greenstones and the hy-
pothesis of sea-floor spreading in Archean. Geol. Soc. Aust. Sp. Publ. 3 : 47-56.
- WILKMAN, W.W. (1921) - Kivilajikartan selitys, lehti D4, Nurmee. Suomen geologinen yleiskart-
ta ; 1/400 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- WILKMAN, W.W. (1921) - Kivilajikartan selitys lehti C 4, kajaani. Suomen geologinen
yleiskartta; 1/400 000. Geologinen tutkimuslaitos.

- WILLIAMS, I.R. (1975) - Southwestern Province. Geol. Surv. W. Aust. Mem. 2 : 65-70.
- WILSON, J.F. (1973) - Granites and gneisses of the area around Mashaba, Rhodesia. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 3 : 79-84.
- WINDLEY, B.F. (1973) - Crustal development in the Precambrian. Phil. Trans. Roy. Soc. London. A 273 : 321-341.
- WINDLEY, B.F. (1976) - New tectonics models for the evolution of Archaean continents and oceans. In : B.F. Windley (éditeur). The early history of the Earth. J. Wiley and Sons, New York N.Y. : 105-112.
- WINDLEY, B.F. (1977) - The evolving continents. J. Wiley and Sons. New York. N.Y. 385 p.
- WINDLEY, B.F. et BRIDGWATER, D. (1971) - The evolution of Archaean low and high-grade terrains. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ. 3 : 33-46.
- WINDLEY, B.F. et SMITH, J.V. (1976) - Archaean high-grade complexes and modern continental margins. Nature 260 : 671-675.
- WINKLER, H.G.F. (1974) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. Berlin - New York. 3ème édition : 320 p.
- WINKLER, H.G.F., et NITSCH, K.H. (1963) - Zaisitbildung bei der experimentellen metamorphose. Naturwiss 50 : 612.
- WINKLER, H.G.F. et NITSCH, K.H. (1965) - Bildungsbedingungen von Epidot und Orthoisa. Miner. u. Petrogr. II : 470-486.
- WINKLER, H.G.F., BOESE, M. et MARCOPOULOS, T. (1975) - Low temperature granitic melts. N. Jb. Min. Mh. 11 : 481-484.
- WINKLER, H.G.F. et BREITBART, R. (1978) - New aspects of granitic magmas. N. Jb. Miner. Mh. 10 : 463-480.
- WYLLIE, P.J. (1971) - Experimental limits for conditions for melting in the earth's crust and upper mantle. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 14 : 279-302.
- WYLLIE, P.J. (1979) - Magmas and volatile components. Am. Mineral. 64 : 469-500.
- WYLLIE, P.J. (1983) - Experimental and thermal constraints on the deep-seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. Dans: Al'terton and Gribble (éditeurs). "Migmatites, melting and metamorphism", Shiva : 37-51.
- YORK, D. (1966) - Least-square fitting of a straight line. Can. J. Phys. 44 : 1079.
- ZAGORODNYI, V.G. (1980) - Jatulian geology of the Kola Peninsula. In : A SILVENNOINEN. "Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield". Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium. Rovaniemi 221-235.

ANNEXES

ANNEXE I

Techniques analytiques

1 - Préparation des échantillons.

Tous les échantillons ont d'abord été sciés en petits parallélépipèdes de 10 à 50 cm³, à cette occasion les zones altérées ainsi que les éventuels filonnets de quartz ou d'épidote ont été extraits et éliminés. Après concassage dans un broyeur à machoires et quartage chaque échantillon a été divisé en deux lots. L'un, réduit en poudre dans un broyeur à billes en carbure de tungstène, a servi à l'analyse des éléments majeurs, l'autre a subi le même traitement dans un broyeur à billes en agate, afin d'être utilisé pour doser les éléments en traces.

2 - Les éléments majeurs.

Les analyses en éléments majeurs ont été effectuées au CAESS de Rennes par M. LE COZ, M. LEMOINE et F. VIDAL et G. QUÉRRÉ.

- La perte au feu a été calculée après passage de 1 gramme de poudre de roche à 1000°C pendant une heure.
- Na et Mg ont été dosés par absorption atomique (Perkin-Elmer 403) après dilution dans 100 ml d'H₂O, de 10 mg de roche dissouts dans HF - H ClO₄.
- Si, Al, Fe, Mn, Ca, K, Ti, P ont été mesurés par fluorescence X (Spectromètre Siemens SRS) sur des perles obtenues par la fusion à 1000°C d'un mélange de 0,5 g. poudre de roche et de 3,5 g. de tétraborate de lithium dopé au lanthane.

La précision des mesures est donnée dans le tableau I-1 et les résultats obtenus sur 5 standards internationaux sont figurés dans le tableau I-2.

Oxyde	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Précision	2 %	3 %	3 %	3 %	2 %	3 %	2 %	2 %	10 %

Tab. I-1 : Précision analytique pour les éléments majeurs.

3 - Les éléments en traces autres que les REE.

Les analyses ont été faites au CAESS de Rennes par M. LE COZ, M. LEMOINE, F. VIDAL, H. MARTIN et G. QUÉRRÉ.

Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y, Ni, Co, V ont été analysés par fluorescence X (spectromètre Siemens SRS) sur des pastilles constituées d'un mélange de 9 gramme de poudre roche et de 0,9 grammes de moviol pressés à 30 tonnes. Les corrections d'absorption massique ont été calculées à partir des analyses en éléments majeurs.

La précision des mesures ainsi que les résultats obtenus sur 5 standards internationaux figurent dans les tableaux I-3 et I-4.

	GSP-1 n = 12			G-2 n = 11			GA n = 7			GS-N. n = 5			BE-N n = 3		
% Oxyde	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ
SiO ₂	67,36	67,64	0,32	69,12	69,70	0,27	69,90	70,86	0,9	65,80	66,04	0,47	38,20	37,95	0,16
Al ₂ O ₃	15,23	15,25	0,23	15,40	15,61	0,16	14,50	14,45	0,3	14,67	14,69	0,17	10,07	9,90	0,05
Fe ₂ O ₃ *	4,32	4,35	0,04	2,67	2,71	0,02	2,83	2,76	0,04	3,75	3,75	0,04	12,84	12,90	0,02
MnO	0,04	0,04	0	0,03	0,03	0	0,09	0,07	0	0,06			0,20	0,20	0,01
MgO	0,97			0,76			0,95	0,96	0,02	2,30	2,34	0,05	13,15	13,47	0,19
CaO	2,03	1,97	0,08	1,96	1,93	0,02	2,45	2,44	0,03	2,50	2,49	0,03	13,87	14,00	0,06
Na ₂ O	2,80			4,07			3,55	3,53	0,03	3,77	3,71	0,01	3,18	3,17	0,04
K ₂ O	5,52	5,58	0,18	4,49	4,48	0,03	4,03	4,02	0,01	4,63	4,75	0,09	1,39	1,46	0
TiO ₂	0,66	0,66	0,01	0,49	0,50	0,01	0,38	0,38	0,005	0,68	0,67	0,01	2,61	2,64	0,02
P ₂ O ₅	0,28	0,26	0,01	0,14	0,12	0,01	0,12	0,11	0,01	0,28	0,27	0,004	1,05	1,09	0,02

Tab. I-2 : Comparaison des résultats analytiques obtenus à Rennes en 1982 et 1983 sur 5 standards internationaux; n = nombre d'échantillons sur lequel porte la statistique : \bar{x} = moyenne ; σ = écart type ; VR = valeur recommandée (Govindaraju, 1984).

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Ba
Teneurs > 20ppm	5 %	5 %	5 %	3 %	3 %	5 %	5 %	5 %	5 %
Teneurs < 20ppm	10 %	10 %	10 %			10 %	10 %	10 %	

Tab. I-3 : Précision analytique pour les éléments en traces.

	GSP-1 n = 6			G-2 n = 13			GA n = 11			GS-N n = 4			BE-N n = 11		
ppm	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ	VR	\bar{x}	σ
Nb	27	27	2	13	12	0,5	10	12	0,6	23	24	0,8	1100	116	3
Zr	510	513	6	300	309	7	150	137	3	235	221	4	265	275	5
Y	29	29	1	11	11	0,7	21	22	0,7	19	20	0,5	30	29	1,5
Sr	236	233	1	479	476	3	310	306	2	570	571	5	1370	1333	10
Rb	253	252	2	169	168	1	175	174	1	185	184	0,8	47	47	1
Co	7	7	0,5	5	5	1	5	5	0,5	65	68	1	61	59	2
V	53	55	2	36	39	1	38	39	0,9	65	67	2	235	244	7
Ni	11	13	1	5	(8)	0	7	7	2	34	35	1,5	267	259	6
Ba	1300	1264	35	1883	1968	14	850	824	3	1400			1025	(1130)	0

Tab. I-4 : Comparaison des résultats analytiques obtenus à Rennes en 1982 et 1983 sur 5 standards internationaux. Les abréviations sont les mêmes que dans le tableau I-2.

4 - Les Terres Rares.

Deux méthodes différentes ont été utilisées afin de doser les REE.

4.1. La Dilution isotopique.

Les analyses ont été effectuées au CAESS de Rennes par C. CHAUVEL, avec la participation de J. CORNICHE et J. MACE.

400 mg de poudre de roche ont été dissous dans un mélange de HF et HClO₄. Le résidu repris dans HCl₂N a été séparé par chromatographie sur une résine échangeuse de cations. Cinq fractions sont recueillies : Les Terres Rares Lourdes (HREE), intermédiaires (MREE), légères (Nd, Sm), Cerium (Ce) et Lanthane (La). Chaque fraction est alors évaporée et les résidus sont repris dans HNO₃ dilué.

Les mesures ont été faites sur un spectromètre de masse (CAMECA HSN 206 60° - 30 cm : Idéfix) muni d'un multiplicateur d'électrons.

La précision des analyses est figurée dans le tableau I-5.

Élément	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Précision	3 %	2 %	2 %	2 %	2 %	3 %	2 %	2 %	2 %	3 %

Tab. I-5 : Précision analytique pour les REE mesurées par dilution isotopique.

4.2) L'activation neutronique.

Les dosages ont été faits au Laboratoire P. Sue (C.E.N. de Saclay) par J.L. JORON avec la collaboration de Y. GEORGET.

Quelques mg de poudre de roche sont placés dans des emballages d'aluminium qui sont ensuite disposés dans un tube de Cadmium qui a pour but d'absorber les neutrons dont l'énergie est inférieure à 0,5 eV. Cette navette est irradiée pendant 18 heures dans le réacteur Osiris par un flux de $2,5 \cdot 10^{-14}$ neutrons/cm²/s.

Un premier comptage de 1h est effectué une semaine après l'irradiation, il est suivi un mois plus tard par un second comptage de 5h.

La précision des mesures et les résultats obtenus sur un standard international sont donnés dans le tableau I-6.

ppm	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Précision (σ)	4 %	5 %	10 %	2 %	2 %	3 %	5 %	10 %
VR	82	152	70	12	3,6	1,3	1,8	0,24
BE-N VM	80	150	68	12	3,65	1,2	1,90	0,27

Tab. I-6 : Précision des analyses de REE obtenues par activation neutronique. La comparaison d'une mesure du standard BE-N (effectuée en juin 1983 pendant l'analyse des granitoïdes du Kainuu) avec la valeur recommandée (Govindaraju, 1984) a aussi été figurée.

5 - Composition isotopique du Sr :

Les analyses ont été effectuées au CAESS de Rennes par N. MORIN (préparation chimique) et H. MARTIN (Spectrométrie).

100 mg de roche sont attaqués dans HF-H ClO₄, les spikes ajoutés sont pour Sr du ⁸⁴Sr enrichi à 99,89% et pour Rb du ⁸⁷Rb enrichi à 98%. Le rubidium est précipité sous forme de perchlorate et isolé par centrifugation. Le strontium est séparé sur une colonne échangeuse d'ions.

Les solutions ainsi obtenues ont été analysées sur un spectromètre de masse (Thomson, THN 206 60°C 30cm Agecanonix). L'ionisation a été réalisée sur un filament simple de tantale préalablement oxydé. Les données (10 à 15 blocs de 9 rapports) sont traitées statistiquement par un ordinateur HP 9825A "on-line". Le rapport ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr est normalisé par rapport à la valeur de 0,1194.

L'erreur (2 σ) est majorée à 0,05% pour ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et à 2% pour ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr. Les âges sont calculés en utilisant la méthode de York (1966) et un λ ⁸⁷Rb = 1,42 x 10⁻¹¹ an⁻¹. Les erreurs sur l'âge isochrone sont multipliées par la racine carrée de l'indice de déviation pondérée (MSWD) si celui-ci est supérieur à 1.

De 1979 à 1982, pendant les analyses des échantillons du Kainuu le sel standard NBS 987 a été mesuré (8 fois) quant à son rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. La valeur moyenne est de 0,71022 ± 0,00008 (σ). La teneur moyenne en Rb de l'échantillon de granite G2 de l'U.S.G.S., mesurée dans les mêmes conditions est de 1 67,8ppm ± 0,6 (σ).

6 - Composition isotopique du Nd :

Les mesures ont été faites au CAESS de Rennes par C. CHAUVEL.

400 mg de poudre de roche sont attaqués par un mélange de $\text{HF} - \text{HClO}_4$. Le résidu est dissous dans $\text{HCl} 2\text{N}$ réduit à un volume de 3 ml par évaporation, centrifugé et chargé sur une colonne échangeuse de cations afin de recueillir la fraction LREE. Après évaporation, le résidu repris dans une goutte d' $\text{HCl} 0,75\text{N}$ et chargé sur une 2ème colonne afin de séparer Nd des autres REE. C'est cette fraction débarassée de son éluant (HIBA) qui est analysée.

Les mesures sont faites sur un spectromètre de masse (CAMECA HSN 206 60°-30 cm : Idéfix). Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont normalisés à la valeur de 0,7219 du rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mesuré sur le sel Nd_2O_3 de Johnson Matthey est de $0,511136 \pm 17$ (2 σ) (18 mesures d'Avril 1978 à Juillet 1980). 6 mesures du même rapport sur BCR-1 ont donné une moyenne de $0,512650 \pm 40$ (2 σ). La constante utilisée est $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$.

ANNEXE II

Analyses isotopiques

Gneiss gris de Kivijärvi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 32	4595	71,1	1285	0,160	0,7093
H 46	4498	121	351	1,001	0,7447
H 49	4596	121	314	1,115	0,7484
H 50	4499	104	340	0,885	0,7383
H 53	4593	136	706	0,559	0,7263
H 70	4599	56,5	596	0,274	0,7130
H 77	4589	266	258	2,991	0,8253

Gneiss gris de Naavala					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3323	3323	52,0	333	0,452	0,7195
3324	3324	16,8	324	1,501	0,7592
3325	3325	69,2	315	0,636	0,7267
3328	3328	60,9	332	0,531	0,7225
H 34	4497	75,4	716	0,305	0,7140
H 74	4501	66,5	290	0,663	0,7275

Gneiss gris de Kuusamonkylä					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 52	4500	93,3	250	1,080	0,7438
H 391	6319	74,5	264	0,816	0,7335
H 392	6320	85,2	290	1,061	0,7412
H 395	6318	90,7	266	0,988	0,7381
H 396	6317	58,4	238	0,709	0,7295
H 405	6314	70,4	302	0,675	0,7263
H 406	6316	60,5	269	0,652	0,7263

Migmatites de Kivijärvi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 339 Roche Totale	6493	137	235	1,669	0,7680
H 436 Mélanosome	6486	189	372	1,470	0,7490
H 436 Roche Totale	6922	57,5	402	0,414	0,7195
H 437 Leucosome	6487	52,1	403	0,375	0,7205
H 437 Mélanosome	6488	123	404	0,880	0,7344
H 437 Roche Totale	6923	94,3	449	0,601	0,7266
H 438 Leucosome	6489	24,5	403	0,176	0,7163
H 438 Mélanosome	6490	145	484	0,868	0,7351
H 438 Roche Totale	6924	117	470	0,700	0,7305

Migmatites de Kuusamonkylä					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 407	6312	88,1	234	1,059	0,7388
H 408	6313	191	307	1,798	0,7619
H 412	6315	72,6	359	0,584	0,7265

Cycle volcanique supérieur : Volcanites de Luoma					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
S 17	3179	26,3	243	0,313	0,7160
S 29	2789	9,10	223	0,118	0,7094
S 64	3175	75,6	381	0,575	0,7260
S 70	3176	38,7	541	0,207	0,7124
S 160	3184	48,2	410	0,340	0,7173

Granodiorite à phénocristaux d'Arola					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
G 6	5120	107	764	0,405	0,7180
G 148	5620	132	344	1,11	0,7442
G 149	5621	143	301	1,37	0,7510
G 154	5624	101,8	662	0,445	0,7190
G 155	5625	99,7	686	0,4204	0,7179
G 187	5627	165	244	1,96	0,7736
G 193	5631	125	509	0,713	0,7296
G 195	5633	121	659	0,530	0,7222
G 224	5634	46,9	918	0,148	0,7083

Granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 59	4576	102	774	0,383	0,7184
H 60	4577	58,5	554	0,305	0,7156
H 62	4578	96,2	273	1,021	0,7420
H 63	4579	108	379	0,828	0,7352
H 355	5070	72,4	827	0,253	0,7147
H 356	5072	46,5	323	0,416	0,7198

Granodiorite de Kaopinsalmi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 446	6470	54,7	575	0,275	0,7137
H 447	6471	52,3	500	0,303	0,7151
H 449	6473	48,8	670	0,211	0,7119
H 450	6474	56,0	522	0,311	0,7153
H 451	6475	43,9	713	0,781	0,7102

Granodiorite à phénocristaux de Ypykkävaara					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 397	6325	72,2	822	0,241	0,7126
H 398	6321	23,5	603	1,127	0,7372
H 399	6326	94,3	816	0,325	0,7157
H 400	6324	140	487	0,832	0,7279
H 401	6322	53,7	944	0,165	0,7105
H 402	6327	51,8	349	0,420	0,7183

Granodiorite à phénocristaux en galets dans le conglomérat de Kide					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 363	5049	99,7	245	1,179	0,7406
H 363 A	5050	178	249	2,063	0,7633
H 367	5054	81,9	238	0,992	0,7342
H 367 A	5055	9,43	168	0,163	0,7126
H 368	5056	111	327	0,984	0,7317
H 369	5057	42,4	511	0,240	0,7108

Granite rose d'Arola					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
G 4	5118	226	30,5	21,46	1,4585
G 5	5119	176	119	4,377	0,8638
G 7	5121	233	32,7	20,59	1,4173
G 15	5546	188	115	4,718	0,8718
G 16	5547	136	178	2,217	0,7845
G 59	5245	172	162	3,073	0,8149
G 60	5246	152	91,6	4,788	0,8738
G 61	5247	172	178	2,795	0,8072
G 63	5248	198	154	3,710	0,8377

Minéraux des gneiss de Kivijärvi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 32 Biotite	4595	331	24,1	39,80	1,708
H 49 Biotite	4596	724	54,5	38,44	1,674
H 49 Plagioclase	4596	69,5	217	0,924	0,7415
H 49 Apatite	4596	3,8	200	0,0545	0,7131
H 53 Biotite	4593	982	24,5	115,7	3,621
H 53 Plagioclase	4593	25,2	942	0,077	0,7119
H 77 Biotite	4589	1209	4,01	872	22,55
H 77 Plagioclase	4589	72,9	318	0,663	0,7587

Minéraux des granodiorites à phénocristaux de Suomussalmi					
N°Echantillon	N° Analyse	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
H 63 Biotite	4579	478	8,18	168,9	4,891
H 63 K Feldspath	4579	305	327	2,70	0,7624
H 355 Biotite	5070	322	31,6	29,48	1,461
H 355 K Feldspath	5070	99,9	491	0,589	0,7254

Ensemble	N°Ech.	N° Ana.	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2 \text{ Tm}$	$\epsilon_{\text{CHUR}}(0)$	$\epsilon_{\text{CHUR}}(T)$	(T) G.a.	$T_{\text{m CHUR G.a.}}$
Kivijärvi	H 46	4498	0,0809	0,510533	15	- 41,2	+ 0,2	2,85	2,85
	H 50	4499	0,0857	0,510635	47	- 39,2	+ 0,4	2,85	2,83
	H 44	4607	0,1045	0,510984	38	- 32,3	+ 0,4	2,85	2,82
Naavala	H 34	4497	0,0938	0,510879	29	- 34,4	- 0,2	2,65	2,69
	H 74	4501	0,0769	0,510599	78	- 39,9	+ 0,0	2,65	2,65
	S 63		0,1109	0,511191	21	- 28,3	- 0,1	2,65	2,66
Kuusamonkylä	H 52	4500	0,0801	0,510759	22	- 36,8	+ 2,0	2,65	2,52

ANNEXE III

Eléments majeurs

III-1

§	GNEISS GRIS DE KIVIJARVI S.S.											
N° Ech.	H 35	H 36	H 42	H 46	H 49	H 50	H 53	H 54	H 58	H 65	H 70	H 332
N° Ana.	4590	4591	4587	4498	4596	4499	4593	4583	4584	4585	4599	6491
SiO ₂	69,35	69,36	72,1	69,4	69,02	69,66	68,56	70,41	67,75	68,83	66,42	72,44
Al ₂ O ₃	15,84	15,61	14,36	15,73	15,47	15,03	15,47	15,4	16,25	15,96	15,95	14,76
Fe ₂ O ₃ *	2,42	2,36	1,94	2,56	2,27	2,37	2,63	2,59	2,55	2,4	2,79	2,09
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03
MgO	1,71	0,87	0,7	1,6	0,85	0,83	1,36	1,09	1,42	1,32	1,47	0,96
CaO	2,45	2,31	2,09	2,16	2,05	2,02	2,99	3,31	3,46	2,54	3,1	1,7
Na ₂ O	4,6	4,58	4,03	4,54	4,25	4,15	4,43	4,39	4,88	5,14	4,69	4,08
K ₂ O	1,99	2,4	2,82	3,1	3,64	3,46	2,28	1,55	1,85	1,75	1,86	3,02
TiO ₂	0,48	0,36	0,15	0,43	0,42	0,42	0,31	0,31	0,47	0,34	0,25	0,25
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,07	0,13	0,11	0,13	0,1	0,1	0,14	0,12	0,09	0,08
P.F.	0,35	0,58	0,37	0,95	0,7	1,05	0,96	1,05	0,52	0,92	0,58	0,81
Total	99,39	98,59	98,66	100,63	98,82	99,15	99,13	100,23	99,33	99,4	99,25	100,22

§	GNEISS GRIS DE NAAVALA							
N° Ech.	H 34	H 72	H 74	H 413	H 471	H 472	H 473	H 474
N° Ana.	4497	4588	4501	6464	6465	6466	6467	6468
SiO ₂	68,02	70,80	71,95	72,85	71,50	71,20	72,19	72,00
Al ₂ O ₃	15,58	15,34	14,93	15,03	14,84	15,09	15,16	15,15
Fe ₂ O ₃	3,01	2,34	1,66	1,52	1,64	1,72	1,55	1,58
MnO	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	1,03	0,82	0,91	0,47	0,47	0,51	0,44	0,47
CaO	3,20	3,15	2,28	2,26	2,40	2,44	2,45	2,50
Na ₂ O	4,83	4,88	4,46	4,30	4,91	5,09	5,00	4,95
K ₂ O	2,06	1,48	2,05	2,72	1,85	1,91	1,94	1,97
TiO ₂	0,51	0,37	0,29	0,20	0,24	0,24	0,22	0,23
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,09	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
P.F.	0,62	0,51	0,80	0,56	0,49	0,66	0,24	0,40
Total	99,08	99,83	99,45	99,98	98,41	98,94	99,27	99,32

§	GNEISS GRIS DE KUUSAMONKYLA							
N° Ech.	H 52	H 391	H 392	H 395	H 396	H 405	H 406	H 412
N° Ana.	4500	6319	6320	6318	6317	6314	6316	6315
SiO ₂	70,45	72,30	72,09	68,80	71,05	71,58	71,81	68,54
Al ₂ O ₃	14,60	14,46	14,70	15,22	14,86	14,57	15,07	15,51
Fe ₂ O ₃	2,46	2,20	2,59	2,97	2,51	2,61	2,69	3,56
MnO	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05
MgO	1,47	0,85	1,49	1,49	0,88	0,79	0,99	1,30
CaO	2,23	2,29	2,08	3,26	3,00	2,40	3,38	3,46
Na ₂ O	4,85	4,22	4,34	4,50	4,05	4,79	4,36	4,30
K ₂ O	1,81	1,92	1,76	1,49	2,14	1,46	1,48	1,66
TiO ₂	0,37	0,29	0,32	0,41	0,30	0,37	0,38	0,48
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,09	0,11	0,08	0,09	0,08	0,09
P.F.	0,89	0,53	0,72	0,62	0,46	0,67	0,63	0,91
Total	99,27	99,17	100,22	98,92	99,36	99,36	100,91	99,86

§	GNEISS GRIS DE KIVIWAARA								
N° Ech.	H 533	H 534	H 535	H 536	H 538s	H 538c	H 539c	H 541s	H 541c
N° Ana.	7434	7435	7436	7437	7438	7439	7440	7442	7443
SiO ₂	64,10	70,6	68,84	70,75	67,00	73,47	73,62	71,42	73,00
Al ₂ O ₃	15,48	15,42	15,07	15,43	15,23	13,75	13,78	14,5	14,04
Fe ₂ O ₃	6,43	2,74	2,88	2,56	4,06	1,55	1,83	2,52	1,76
MnO	0,12	0,04	0,03	0,04	0,07	0,03	0,01	0,02	0,01
MgO	1,99	1,01	1,09	0,96	1,47	0,71	0,65	0,85	0,40
CaO	4,88	2,90	2,73	2,88	3,55	2,02	1,95	2,39	2,00
Na ₂ O	3,41	4,46	4,53	4,53	4,43	4,58	4,21	4,45	4,34
K ₂ O	1,97	1,91	2,16	2,10	1,81	2,20	2,47	2,43	2,32
TiO ₂	0,57	0,34	0,36	0,36	0,47	0,25	0,27	0,35	0,16
P ₂ O ₅	0,12	0,06	0,05	0,06	0,08	0,03	0,04	0,08	0,03
P.F.	0,90	0,53	0,75	0,57	0,81	0,62	0,33	0,37	0,47
Total	99,97	100,01	98,49	100,24	98,98	99,21	99,17	99,38	99,03

III-3

%	GNEISS GRIS DE KIVIJÄRVI S.L.										
N° Ech.	H 32	H 37	H 41	H 51	H 57	H 67	H 69	H 77	H 324	H 334	H 339
N° Ana.	4595	4592	4580	4597	4581	4594	4586	4589	6485	6492	6493
SiO ₂	61,81	69,65	68,91	69,03	64,76	68,63	70,70	67,86	65,88	67,89	62,94
Al ₂ O ₃	16,40	16,33	15,02	14,76	14,24	16,29	14,55	14,65	15,36	16,12	15,42
Fe ₂ O ₃ *	5,44	2,22	3,88	2,73	5,04	2,24	2,29	4,23	4,03	3,06	7,00
MnO	0,06	0,03	0,05	0,03	0,09	0,03	0,03	0,07	0,04	0,03	0,11
MgO	1,39	0,95	1,22	1,37	3,26	1,08	1,70	1,45	1,66	2,76	1,82
CaO	3,72	2,37	3,51	1,35	4,16	2,98	0,65	2,27	1,44	1,31	4,34
Na ₂ O	4,38	5,09	3,75	4,23	3,63	5,18	6,02	3,45	4,55	3,30	3,54
K ₂ O	2,94	2,06	1,86	3,24	2,05	1,51	1,67	3,73	3,04	3,36	2,40
TiO ₂	0,83	0,32	0,48	0,44	0,52	0,33	0,29	0,71	0,48	0,35	0,74
P ₂ O ₅	0,46	0,12	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10	0,19	0,14	0,09	0,16
P.F.	0,85	0,56	0,51	1,02	0,98	0,60	0,84	0,65	0,88	1,54	0,86
Total	98,28	99,70	99,32	98,32	98,85	98,98	98,84	99,26	97,50	99,81	99,33

MIGMATITES LEUCOSOMES

	LAITILA					KORTENIEMI					KUUSAM.
N° Ech.	H 415 _L	H 416 _L	H 511 _L	H 512 _L	H 513 _L	H 417 _L	H 420 _L	H516 _L	H 515 _L	H 517 _L	H 412
N° Ana.	7586	7589	7605	7607	7606	6476	6481	7602	7599	7604	6312
SiO ₂ %	72,28	75,07	72,21	72,01	70,93	73,75	75,05	74,08	71,72	74,53	71,83
Al ₂ O ₃	15,79	13,85	15,31	14,98	15,13	14,77	13,75	14,81	15,30	14,66	14,70
Fe ₂ O ₃ *	0,37	0,37	0,92	0,61	1,90	0,26	0,26	0,46	2,63	0,47	2,76
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0	0	0	0,03	0	0,03
MgO	0,15	0,20	0,30	0,16	1,49	0,05	0,08	0,06	0,45	0,04	1,64
CaO	1,77	1,60	1,57	1,60	1,32	2,35	1,84	1,89	3,48	1,75	2,02
Na ₂ O	4,86	3,97	4,32	5,33	5,96	4,42	4,03	4,11	4,09	3,94	4,03
K ₂ O	3,45	3,01	4,58	3,57	1,52	2,66	3,56	4,04	0,79	4,24	2,05
TiO ₂	0,02	0,04	0,06	0,03	0,24	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,42
P ₂ O ₅	0,02	0	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0	0	0	0,10
P.F.	0,75	1,18	0,80	0,71	1,00	0,22	0,65	0,37	0,51	0,53	1,00
Total	99,48	99,30	100,11	99,05	99,57	98,52	99,27	99,85	99,03	100,19	100,58

MIGMATITES LEUCOSOMES		
	KIVIJÄRVI S.S.	
N° Ech.	H 437 _L	H 438 _L
N° Ana.	6487	6489
SiO ₂ %	74,87	75,68
Al ₂ O ₃	14,12	14,38
Fe ₂ O ₃ *	0,33	0,38
MnO	0	0,01
MgO	0,15	0,17
CaO	1,71	2,42
Na ₂ O	3,95	5,11
K ₂ O	3,78	1,00
TiO ₂	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,01
P.F.	0,61	0,56
Total	99,58	99,75

MIGMATITES : MESOSOMES					MELANGE		
	KORTENIEMI				LAITILA		
N° Ech.	H 418 _P	H 420 _P	H 514 _P	H 516 _P	H 510	H 415	H 416
N° Ana.	6479	6483	7596	7601	7591	7585	7590
SiO ₂ %	69,25	69,74	62,67	70,04	65,83	62,32	64,79
Al ₂ O ₃	16,28	15,50	15,51	15,45	15,63	15,14	16,32
Fe ₂ O ₃ *	2,40	2,28	2,60	2,01	4,39	6,01	4,05
MnO	0,03	0,03	0,05	0,03	0,07	0,10	0,04
MgO	0,85	0,82	1,56	0,78	2,06	3,15	1,56
CaO	3,53	3,45	3,76	3,40	3,57	4,52	3,06
Na ₂ O	5,53	5,30	5,31	5,12	4,34	3,48	4,20
K ₂ O	1,13	1,15	1,21	0,80	2,50	2,40	2,51
TiO ₂	0,46	0,32	0,41	0,29	0,43	0,49	0,31
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,13	0,06	0,09	0,13	0,07
P.F.	0,41	0,63	1,77	0,30	1,39	1,27	1,89
Total	99,97	99,32	94,98	98,28	100,43	99,01	98,80

MIGMATITES MELANOSOMES

	KIVIJÄRVI S.S.				LAITILA	KORTENIEMI				KUUSAMONKYLA	
N° Ech.	H 48	H 436 _M	H 437 _M	H 438 _M	H 510 _M	H 417 _M	H 419 _M	H 515 _M	H 516 _M	H 407 _M	H 408 _M
N° Ana.	4582	6486	6488	6490	7592	6477	6480	7600	7603	6315	6313
SiO ₂ %	61,36	58,89	63,78	62,08	60,36	57,45	56,52	46,34	56,19	68,54	60,74
Al ₂ O ₃	16,30	16,67	15,32	15,82	16,62	16,28	16,61	18,93	17,48	15,51	15,60
Fe ₂ O ₃ *	6,14	7,53	5,49	6,04	5,35	7,27	8,00	10,21	7,74	3,56	7,82
MnO	0,12	0,10	0,09	0,08	0,08	0,17	0,16	0,14	0,14	0,05	0,12
MgO	2,50	2,90	2,97	2,57	2,69	3,78	3,33	2,86	2,49	1,30	3,13
CaO	4,76	3,94	4,30	4,34	4,61	6,20	6,03	8,48	6,15	3,46	4,29
Na ₂ O	3,76	4,02	3,40	3,82	4,31	2,73	3,32	3,88	4,22	4,30	3,06
K ₂ O	2,28	2,80	2,34	2,30	2,15	3,02	2,76	2,87	2,47	1,66	2,85
TiO ₂	0,70	0,88	0,55	0,62	0,52	0,59	0,82	1,16	1,42	0,40	0,92
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,26	0,17	0,08	0,24	0,19	0,38	0,38	0,09	0,20
P.F.	0,97	0,99	1,18	0,89	1,21	1,41	1,64	1,41	0,99	0,91	1,09
Total	99,11	98,99	99,68	98,73	97,98	99,14	99,38	96,66	99,67	99,78	99,82

	GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX NON CONTAMINEES											
	AROLA											
N° Ech.	G 147	G 148	G 149	G 152	G 153	G 187	G 188	G 189	G 190	G 193	G 194	G 195
N° Ana.	5968	5620	5621	5969	5623	5627	5628	5629	5630	5631	5632	5633
SiO ₂ %	67,25	69,94	72,32	71,91	66,90	66,94	66,76	72,00	69,35	67,33	67,77	64,40
Al ₂ O ₃	15,22	15,14	14,24	14,56	16,18	16,23	16,28	14,58	15,62	15,86	15,58	16,37
Fe ₂ O ₃ *	3,91	2,77	2,17	1,60	3,94	4,18	4,24	2,29	3,34	3,93	3,74	4,99
MnO	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,08	0,08	0,06	0,09	0,06	0,06	0,07
MgO	1,29	0,83	0,62	0,47	1,29	1,38	1,37	0,66	0,99	1,12	1,08	1,54
CaO	1,92	1,88	1,47	1,64	3,09	2,37	2,34	1,70	2,51	2,83	3,01	3,63
Na ₂ O	4,11	4,30	3,46	3,97	4,63	5,03	4,89	4,16	4,80	4,12	4,00	4,26
K ₂ O	4,04	3,84	4,87	4,08	2,61	2,89	2,97	3,87	2,66	3,66	2,88	2,62
TiO ₂	0,59	0,43	0,29	0,27	0,61	0,62	0,60	0,31	0,53	0,59	0,57	0,69
P ₂ O ₅	0,25	0,12	0,11	0,10	0,18	0,17	0,16	0,09	0,12	0,17	0,17	0,18
P.F.	0,59	0,59	0,56	0,48	0,70	0,50	0,51	0,48	0,48	0,52	0,48	0,67
Total	99,23	99,90	100,15	99,12	100,18	100,39	100,20	100,20	99,12	100,49	99,34	99,42

GRANODIORITES NON CONTAMINEES		
SUOMUSSALMI		
N° Ech.	H 62	H 63
N° Ana.	4578	4579
SiO ₂ %	70,20	64,55
Al ₂ O ₃	14,72	15,20
Fe ₂ O ₃ *	2,73	4,54
MnO	0,04	0,10
MgO	1,06	1,88
CaO	2,07	4,01
Na ₂ O	4,00	3,49
K ₂ O	2,96	3,74
TiO ₂	0,40	0,39
P ₂ O ₅	0,10	0,27
P.F.	0,88	0,84
Total	99,16	99,01

GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX CONTAMINEES							
N° Ech.	SUOMUSSALMI				YPPYKKÄVAARA		
	H 59	H 60	H 355	H 356	H 397	H 399	H 402
N° Ana.	4576	4577	5070	5072	6325	6326	6327
SiO ₂ %	59,97	67,36	61,33	61,39	63,61	65,89	70,42
Al ₂ O ₃	15,43	17,80	15,35	15,27	15,13	15,66	13,35
Fe ₂ O ₃ *	5,52	0,70	5,10	5,48	3,78	3,64	3,30
MnO	0,09	0,02	0,07	0,09	0,07	0,06	0,04
MgO	3,22	0,28	2,60	3,06	1,21	1,96	1,65
CaO	5,50	2,77	5,19	5,14	3,51	3,27	1,84
Na ₂ O	3,19	5,26	3,13	3,20	4,45	4,39	5,23
K ₂ O	3,72	3,57	3,44	3,71	2,98	3,29	1,52
TiO ₂	0,56	0,05	0,55	0,52	0,45	0,43	0,47
P ₂ O ₅	0,39	0,09	0,34	0,38	0,19	0,18	0,19
P.F.	2,04	0,45	1,37	1,64	1,36	0,87	0,61
Total	99,63	98,35	98,47	99,88	96,74	99,64	98,62

GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX CONTAMINEES										
A R O L A										
N° Ech.	G 3	G 6	G 154	G 155	G 156	G 159	G 181	G 214	G 215	G 224
N° Ana.	5117	5120	5624	5625	5626	5971	2798	5804	5805	5634
SiO ₂ %	64,58	67,56	69,08	69,08	67,83	68,16	68,60	61,91	60,78	66,08
Al ₂ O ₃	15,96	14,85	14,86	14,96	15,28	15,22	15,57	15,61	15,63	15,72
Fe ₂ O ₃ *	3,21	2,65	2,98	2,90	2,82	2,87	2,89	5,02	5,12	3,58
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,08	0,08	0,06
MgO	1,76	1,40	1,71	1,75	1,67	1,54	1,59	2,97	3,15	2,02
CaO	2,64	2,98	2,68	2,54	2,82	3,23	2,55	3,84	3,41	3,82
Na ₂ O	5,02	4,47	4,52	4,67	5,08	4,57	4,86	5,24	5,21	4,96
K ₂ O	3,92	3,28	3,19	3,13	3,01	3,09	3,01	2,72	3,03	2,16
TiO ₂	0,39	0,33	0,35	0,33	0,35	0,35	0,34	0,58	0,59	0,43
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,15	0,14	0,14	0,18	0,11	0,26	0,25	0,17
P.F.	1,62	1,45	1,18	0,86	1,08	1,40	0,73	0,78	0,62	0,75
Total	99,33	99,07	100,00	100,42	100,14	100,66	100,30	99,01	97,87	99,75

GRANITES GRIS

N° Ech.	G 26	G 29	G 38	G 42	G 43	G 56	G 74	G 79
N° Ana.	5549	5551	5553	5554	5241	5244	5249	5250
SiO ₂ %	72,38	74,27	76,08	73,42	73,44	72,90	72,69	74,20
Al ₂ O ₃	14,71	14,03	13,46	13,72	14,49	14,57	14,94	13,49
Fe ₂ O ₃ *	1,99	1,20	0,99	1,92	0,83	1,56	1,28	1,29
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02
MgO	0,46	0,28	0,21	0,56	0,20	0,38	0,33	0,30
CaO	1,74	1,15	1,50	1,45	1,12	1,19	1,40	1,31
Na ₂ O	4,62	3,69	3,67	3,62	3,57	3,67	3,93	3,57
K ₂ O	3,39	4,50	3,88	4,69	5,57	4,76	4,65	4,14
TiO ₂	0,31	0,12	0,11	0,29	0,09	0,26	0,19	0,19
P ₂ O ₅	0,09	0,05	0,05	0,07	0,07	0,09	0,11	0,05
P.F.	0,53	0,58	0,51	1,01	0,70	0,70	0,43	0,55
Total	100,25	99,89	100,48	100,77	100,09	100,13	99,97	99,11

	ENCLAVES A BIOTITE DANS LES GRANO-DIORITES A PHENOCRISTAUX.			
	AROLA		YPYKKÄVAARA	
N° Ech.	G 157	G 159 _A	H 400	H 401
N° Ana.		5971	6324	6322
SiO ₂ %	56,05	59,77	58,09	55,94
Al ₂ O ₃	14,62	14,07	16,54	19,02
Fe ₂ O ₃ *	6,34	7,65	6,66	4,75
MnO	0,12	0,12	0,09	0,07
MgO	6,02	4,97	3,97	1,91
CaO	5,06	3,87	2,24	5,82
Na ₂ O	3,19	2,41	3,44	5,83
K ₂ O	3,95	4,47	5,10	2,22
TiO ₂	0,72	0,55	0,74	0,51
P ₂ O ₅	0,36	0,38	0,28	0,21
P.F.	3,60	2,20	1,53	2,31
Total	100,03	100,46	98,68	98,59

VOLCANITES DE LUOMA RICHES EN K₂O

N° Ech.	S. 18	S 64	S 160	S 162●	S 852	S 853a	S 853b	S 855
N° Ana.	3180	3175	3184	3178	3200	3208	3209	3210
SiO ₂ %	66,20	57,80	66,90	58,60	65,24	78,19	77,07	78,56
Al ₂ O ₃	16,12	16,39	15,16	15,04	18,34	11,48	12,16	11,41
Fe ₂ O ₃ *	4,19	7,97	2,79	7,28	4,04	1,75	1,88	2,24
MnO	0,03	0,14	0,04	0,12	0,07	0,02	0,03	0,03
MgO	2,79	3,69	1,13	3,58	1,45	1,94	0,40	0,41
CaO	0,71	5,20	2,49	5,84	3,09	0,81	0,93	0,32
Na ₂ O	4,15	2,89	4,63	3,96	3,74	1,56	2,66	2,65
K ₂ O	2,36	2,14	2,30	1,91	1,96	1,70	3,75	3,36
TiO ₂	0,48	0,83	0,40	0,89	0,72	0,15	0,16	0,14
P ₂ O ₅	0,11	0,24	0,12	0,33	0,07	0,03	0,02	0,03
P.F.	2,70	1,98	2,21	0,83	1,25	1,77	1,32	1,06
Total	99,84	99,27	98,17	98,38	99,97	99,40	100,38	100,21

VOLCANITES DE LUOMA PAUVRES EN K_2O

N° Ech.	S 17	S 19	S 26	S 29●	S 70	S 71	S 98●	S 259	S 518
N° Ana.	3179	3181	2797	2789	3176	3177	2795	2799	2800
SiO ₂ %	62,60	65,40	67,80	68,10	57,50	58,90	73,10	75,10	73,10
Al ₂ O ₃	15,68	15,51	15,47	15,23	15,76	16,13	15,72	14,25	15,45
Fe ₂ O ₃ *	3,78	4,22	2,91	3,79	7,44	6,82	1,37	1,37	1,60
MnO	0,10	0,04	0,05	0,09	0,11	0,11	0,05	0,04	0,02
MgO	1,14	2,69	1,73	2,16	5,16	3,93	0,70	0,30	0,80
CaO	4,50	1,47	2,16	3,32	5,18	5,88	1,51	0,93	1,74
Na ₂ O	6,73	5,04	6,12	5,40	4,73	3,93	6,05	6,14	6,28
K ₂ O	1,56	1,55	0,85	0,40	1,32	1,63	1,30	1,15	0,56
TiO ₂	0,47	0,45	0,37	0,38	0,69	0,74	0,19	0,16	0,23
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,05	0,08	0,17	0,23	0,05	0,09	0,05
P.F.	4,31	3,03	1,24	1,41	1,49	1,22	0,68	0,78	0,43
Total	101,00	99,52	98,75	100,36	99,55	99,52	100,72	100,31	100,26

● JAHN et al. (1980).

LEUCOGRANITES ROSES

N° Ech.	G 4	G 5	G 7	G 15	G 16	G 17	G 27
N° Ana.	5118	5119	5121	5546	5547	5548	5550
SiO ₂ %	76,90	76,36	76,69	76,07	75,07	76,78	73,20
Al ₂ O ₃	13,32	12,65	13,61	12,55	13,11	13,49	13,98
Fe ₂ O ₃ *	0,45	0,84	0,36	0,91	1,28	0,74	1,85
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MgO	0,05	0,15	0,05	0,15	0,32	0,12	0,48
CaO	0,27	0,60	0,20	0,52	0,63	0,44	1,42
Na ₂ O	3,91	3,56	4,21	3,54	3,92	3,56	4,25
K ₂ O	4,34	4,62	4,34	4,67	4,32	4,79	3,78
TiO ₂	0,06	0,12	0,05	0,13	0,19	0,13	0,27
P ₂ O ₅	0,03	0,16	0,10	0,05	0,06	0,06	0,09
P.F.	0,45	0,36	0,42	0,46	0,57	0,66	0,50
Total	99,79	99,44	100,04	99,06	99,48	100,78	99,85

	LEUCOGRANITES ROSES						
N° Ech.	G 31	G 47	G 54	G 59	G 60	G 61	G 63
N° Ana.	5552	5555	5243	5245	5246	5247	5248
SiO ₂ %	74,30	75,98	76,79	74,24	74,95	73,83	74,10
Al ₂ O ₃	12,86	14,08	13,13	14,07	13,03	14,12	13,95
Fe ₂ O ₃ *	1,83	0,36	0,43	0,97	0,65	1,18	0,93
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03
MgO	0,36	0,07	0,08	0,15	0,12	0,28	0,22
CaO	0,72	0,39	1,01	1,03	0,14	1,14	0,88
Na ₂ O	3,02	4,78	3,85	3,59	4,51	4,24	4,04
K ₂ O	5,71	4,47	4,31	4,46	4,70	4,04	4,48
TiO ₂	0,16	0,04	0,05	0,13	0,09	0,17	0,12
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,03	0,07	0,04	0,04	0,07
P.F.	0,76	0,41	0,41	0,54	0,97	1,90	0,48
Total	99,80	100,64	100,10	99,27	99,21	100,96	99,30

ANNEXE IV

Eléments en traces

ppm	GNEISS DE KIVIJARVI S.S.											
N° Ech.	H 35	H 36	H 42	H 46	H 49	H 50	H 53	H 54	H 58	H 65	H 70	H 332
N° Ana.	4590	4591	4587	4498	4596	4499	4593	4583	4584	4585	4599	6491
Rb	76	64	90	121	121	104	136	92	54	73	57	58
Sr	690	645	238	351	314	340	706	440	377	351	596	188
Ba			1098	1276		1497						
Zr	146	124	122	217	201	206	112	102	158	122	89	139
Y	6	8	9	7	9	9	6	4	5	5	13	4
Nb	3	5	7	5	8	6	3	2	3	5	4	4
Ni			3									7
Co			5,2									6
V												20

ppm	GNEISS GRIS DE NAAVALA							
N° Ech.	H 34	H 72	H 74	H 413	H 471	H 472	H 473	H 474
N° Ana.	4497	4588	4501	6464	6465	6466	6467	6468
Rb	75	86	67	89	57	60	58	59
Sr	716	287	290	320	345	349	347	347
Ba	906		591	740		522		526
Zr	151	154	159	108	118	125	120	120
Y	7,4	3	3,6	3	2	3	3	2
Nb	2,8	6	1,8	2	2	2	2	2
Ni				6	4	4	7	3
Co				4	5	3,3	4	3
V				18	21	18	18	18

ppm	GNEISS GRIS DE KUUSAMONKYLA							
N° Ech.	H 52	H 391	H 392	H 395	H 396	H 405	H 406	H 412
N° Ana.	4500	6319	6320	6318	6317	6314	6316	6315
Rb	92	73	84	89	59	69	60	71
Sr	255	265	229	271	243	314	280	369
Ba	408						479	
Zr	136	121	109	150	130	143	125	155
Y	7	4	8	7	6	7	8	9
Nb	4	2	3	5	4	4	4	5
Ni		11	10	17	13	6	18	18
Co		6	6	8	7	6	8	9
V		28	27	40	29	24	32	40

IV-2

ppm	GNEISS GRIS DE KIVIVAARA								
N° Ech.	H 533	H 534	H 535	H 536	H 538a	H 538c	H 539c	H 541s	H 541c
N° Ana.	7434	7435	7436	7437	7438	7439	7440	7442	7443
Rb	71	63	63	77	58	27	49	77	68
Sr	195	242	221	225	236	226	234	392	390
Ba	258	409	393	397	201	132	358	1325	2006
Zr	189	136	122	121	190	135	135	178	106
Y	54	10	4	8	29	4	4	5	4
Nb	12	4	5	5	8	5	4	4	4
Ni	21	9	6	5	21	7	8	3	6
Co	15	7	7	11	11	5	5	5	3
V	78	35	38	41	41	17	27	31	16

ppm	GNEISS GRIS DE KIVIJARVI S.L.										
N° Ech.	H 32	H 37	H 41	H 51	H 57	H 67	H 69	H 77	H 324	H 334	H 339
N° Ana.	4595	4592	4580	4597	4581	4594	4586	4589	6485	6492	6493
Rb	68	73	64	113	129	66	59	267	151	115	134
Sr	1110	692	280	232	195	393	154	236	244	244	231
Ba											
Zr	429	90	164	216	126	124	88	432	131	189	143
Y	27	6	9	9	16	6	6	30	9	3	23
Nb	12	3	7	5	5	3	5	18	6	1	5
Ni									16	20	34
Co									10	6	19
V									56	25	117

MIGMATITES LEUCOSOMES											
ppm	LAITILA					KORTENIEMI					KUUSAM.
N° Ech.	H 415 _L	H 416 _L	H 511 _L	H 512 _L	H 513 _L	H 417 _L	H 420 _L	H 516 _L	H 515 _L	H 517 _L	H 412
N° Ana.	7586	7589	7605	7607	7606	6476	6481	7602	7599	7604	6312
Rb	61	46	55	62	48	40	58	79	37	94	89
Sr	432	507	281	327	231	395	303	335	455	333	243
Ba	1498		2262	1586	729			1165		1406	
Zr	190	67	103	66	94		42	53	151	44	136
Y	2	1	2	3	4		2	2	7	2	6
Nb	0	0	0	0	3		0	0	4	0	3
Ni	6	3	4	2	5	4	0	2	2	4	10
Co	3	2				3	2				7
V	8	10				6	8				32

LEUCOSOMES		
ppm	KIVIJÄRVI S.S.	
N° Ech.	H 437 _L	H 438 _L
N° Ana.	6487	6489
Rb	52	26
Sr	394	405
Ba		
Zr	46	
Y	1	1
Nb	0	0
Ni	2	3
Co	3	2
V	11	6

MIGMATITES MESOSOMES					MELANGE		
ppm	KORTENIEMI				LAITILA		
N° Ech.	H 418 _P	H 420 _P	H 514 _P	H 516 _P	H 510	H 415	H 416
N° Ana.	6479	6483	7596	7601	7591	7585	7590
Rb	79	58	81	48	90	133	83
Sr	356	354	385	342	369	459	680
Ba			161	139	454	254	2622
Zr	179	138	142	179	102	117	156
Y	9	3	7	2	16	23	7
Nb	9	4	2	3	5	8	4
Ni	4	9	12	2	20	28	29
Co	7	6			8	12	9
V	31	32			61	77	50

	MIGMATITES MELANOSOMES									
ppm	KIVIJÄRVI S.S.				LAITILA	KORTENIEMI				KUUSAM.
N° Ech.	H 48	H 436 _M	H 437 _M	H 438 _M	H 510 _M	H 417 _M	H 419 _M	H 515 _M	H 516 _M	H 408 _M
N° Ana.	4582	6486	6488	6490	7592	6477	6480	7600	7603	6313
Rb	136	185	124	141	85	160	136	151	126	178
Sr	415	390	416	474	383	384	313	716	364	312
Ba					309			364	252	
Zr	160	221	138	192	99	108	159	426	60	328
Y	22	29	19	20	13	34	37	46	19	23
Nb	8	13	8	7	9	10	12	15	10	9
Ni		26	43	34	24	53	26	10	9	51
Co		17	17	17	12	21	22			19
V		105	85	82	81	115	137			91

	GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX NON CONTAMINEES											
ppm	A R O L A											
N° Ech.	G 147	G 148	G 149	G 152	G 153	G 187	G 188	G 189	G 190	G 193	G 194	G 195
N° Ana.	5968	5620	5621	5969	5623	5627	5628	5629	5630	5631	5632	5633
Rb	128	134	142	143	130	160	157	151	124	132	110	118
Sr	361	351	307	437	592	244	244	230	249	551	522	669
Ba	1165	823	1218	1408	961	497	528	667	425	1370	1004	1330
Zr	187	163	122	158	135	161	158	159	169	199	179	182
Y	11	12	10	6	16	18	21	13	15	15	16	16
Nb	7	7	2	3	10	16	16	7	11	13	10	12
Ni	7	8	6	3	6	7	27	4	2	6	1	2
Co	12	7	4	4	10	12	14	5	7	7	9	12
V	44	32	21	25	60	44	47	18	42	52	54	76
Cr	8	24	16	21	8	8	17	16	33	21	19	22

GRANOD. NON CONTAM.		
ppm	SUOMUSSALMI	
N° Ech.	H 62	H 63
N° Ana.	4578	4579
Rb	97	112
Sr	248	377
Ba	964	1700
Zr	153	149
Y	8	30
Nb	9	9
Ni	11	15
Co	7	7
V	31	71
Cr	34	55

GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX CONTAMINEES							
ppm	SUOMUSSALMI				YPYKKAVAARA		
N° Ech.	H 59	H 60	H 355	H 356	H 397	H 399	H 402
N° Ana.	4576	4577	5070	5072	6325	6326	6327
Rb	99	62	73	105	72	86	53
Sr	789	565	783	671	792	729	345
Ba	1390	1191	2306	1600	-	-	-
Zr	161	150	137	101	145	132	152
Y	20	5	29	20	13	13	13
Nb	7	1	8	9	5	6	5
Ni	30	2	26	27	25	26	22
Co	16	2	80	54	10	11	12
V	88	39	85	100	63	61	42
Cr	102	14	81	94	-	-	-

GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX CONTAMINEES										
AROLA										
N° ECH.	G 3	G 6	G 154	G 155	G 156	G 159	G 181	G 214	G 215	G 224
N. ANA.	5117	5120	5624	5625	5626	5971	2798	5804	5805	5634
Rb	79	106	103	101	98	106	101	70	73	47
Sr	396	756	668	688	689	707	737	893	943	907
Ba	2737	1255	1019	1036	1006	1134	1075	1307	1823	1099
Zr	122	114	123	121	124	141	103	156	115	150
Y	11	8	10	9	10	10	10	10	11	10
Nb	6	3	4	5	6	5	-	3	5	4
Ni	24	17	18	21	20	22	18	27	26	20
Co	9	7	9	9	9	8	20	15	15	10
V	53	49	47	45	45	51	48	92	90	57
Cr	70	75	66	66	56	72	49	131	116	88

IV-6

ppm	GRANITES GRIS							
N° Ech.	G 26	G 29	G 38	G 42	G 43	G 56	G 74	G 79
N° Ana.	5549	5551	5553	5554	5241	5244	5249	5250
Rb	138	87	108	82	219	211	170	149
Sr	294	287	233	261	372	225	241	245
Ba	705	1302	1103	1390	1807	771	877	936
Zr	120	94	102	245	98	148	146	111
Y	4	2	2	24	2	10	3	2
Nb	1	tr	3	5	tr	9	3	4
Ni	-	-	-	-	3	4	4	4
Co	4	3	2	2	2	3	2	3
V	22	11	5	20	7	14	10	15
Cr	37	38	28	18	27	8	51	9

ENCLAVES A BIOTITE DANS LES GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX				
ppm	AROLA		YPYKKAARA	
N° Ech.	G 157	G 159 _A	H 400	H 401
N° Ana.		5971	6234	6322
Rb	221	246	135	151
Sr	499	558	480	930
Ba	270	552	-	-
Zr	129	187	237	168
Y	16	13	22	16
Nb	4	5	6	7
Ni	93	83	43	22
Co	26	23	16	10
V	126	122	76	75
Cr	258	282	-	-

ppm	VOLCANITES DE LUOMA PAUVRES EN K_2O								
N° Ech.	S 17	S 19	S 26	S 29●	S 70	S 71	S 98●	S 259	S 518
N° Ana.	3179	3181	2797	2789	3176	3177	2795	2799	2800
Rb	27	30	24	5	37	51	35	32	23
Sr	265	247	159	226	532	414	273	195	207
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	98	99	110	40	130	148	83	71	90
Y	13	10	8	15	23	26	12	9	10
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	22	28	23	22	-	-	10	3	7
Co	14	16	20	27	10	10	18	22	25
V	70	66	43	45	124	121	18	10	32
Cr	71	79	66	71	220	245	297	9	18

● JAHN et al. (1980)

ppm	VOLCANITES DE LUOMA RICHES EN K_2O							
N° Ech.	S 18	S 64	S 160	S 162●	S 852	S 853a	S 853b	S 855
N° Ana.	3180	3175	3184	3178	3200	3208	3209	3210
Rb	50	72	48	48	47	105	127	122
Sr	180	398	397	312	211	87	70	63
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	99	158	99	191	210	258	283	253
Y	10	28	11	26	26	21	38	34
Nb	-	-	-	-	7	13	14	14
Ni	31	62	13	-	12	2	6	4
Co	17	tr	18	10	17	10	22	18
V	68	128	40	123	71	2	3	1
Cr	79	142	26	120	23	4	4	1

● JAHN et al. (1980)

ppm LEUCOGRANITES ROSES								
N° Ech.	G 4	G 5	G 7	G 15	G 16	G 17	G 27	G 31
N° Ana.	5118	5119	5121	5546	5547	5548	5550	5552
Rb	227	183	244	191	141	181	162	158
Sr	34	123	34	120	185	113	196	155
Ba	125	919	126	936	1629	888	428	459
Zr	48	79	39	859	142	93	104	153
Y	11	9	13	8	5	9	5	9
Nb	11	7	19	8	7	7	4	tr
Ni	1	tr	tr	-	-	-	-	-
Co	1	1	2	1	2	1	3	2
V	tr	tr	tr	tr	5	2	19	3
Cr	16	9	15	8	26	15	44	33

ppm LEUCOGRANITES ROSES						
N° Ech.	G 47	G 54	G 59	G 60	G 61	G 63
N° Ana.	5555	5243	5245	5246	5247	5248
Rb	179	187	178	154	171	195
Sr	142	100	165	93	183	162
Ba	649	174	692	413	678	566
Zr	36	58	88	67	107	60
Y	6	11	4	4	9	5
Nb	2	8	4	1	9	3
Ni	-	tr	1	tr	4	2
Co	2	2	2	1	1	2
V	tr	8	5	2	8	7
Cr	7	13	7	10	2	1

GNEISS GRIS										
ppm	KIVIJÄRVI=			NAAVALA					KUUSAMONKYLA	
N° Ech.	H 42	H 46	H 50	H 34	H 74	H 413	H 472	H 474	H 52	H 406
N° Ana.	4587	4498	4499	4497	4501	6464	6466	6468	4500	6316
La	56,2	50,7	49,2	32,04	20,3	7,5	14,3	14,8	21,5	25,2
Ce	92	83,2	86,5	61,9	36,1	14,3	24,7	26,7	39,4	45,7
Nd	-	23,55	24,52	25,75	11,56	-	-	-	13,69	-
Sm	4,13	3,13	3,45	3,97	1,46	0,95	1,31	1,14	1,80	1,93
Eu	0,94	0,629	0,846	0,966	0,31	0,56	0,54	0,51	0,483	0,64
Gd	-	1,78	2,08	2,30	0,80	-	-	-	1,24	-
Tb	0,35	-	-	-	-	0,09	0,11	0,11	-	0,17
Dy	-	1,04	1,24	1,16	0,38	-	-	-	0,73	-
Er	-	0,46	0,51	0,46	0,17	-	-	-	0,37	-
Yb	0,69	0,41	0,46	0,37	0,13	0,32	0,28	0,16	0,38	0,71
Lu	0,076	0,071	0,073	0,057	0,026	0,08	0,023	0,34	0,063	0,073
	+	0	0	0	0	+	+	+	0	+

0 Dilution isotopique

+ Activation neutronique

MIGMATITES			
ppm	MELANOSOMES		LEUCO.
	KUUS.	KIVIJ.	KIVIJ.
N° Ech.	H 408 _M	H 436 _M	H 437 _L
N° ANA.	6313	6486	6487
La	52,2	64	32,2
Ce	100	114	61
Nd	-	-	-
Sm	7,1	6,9	3,25
Eu	1,08	1,46	0,42
Gd	-	-	-
Tb	0,65	0,68	0,24
Dy	-	-	-
Er	-	-	-
Yb	1,75	3,64	0,57
Lu	0,36	0,4	0,09
	+	+	+

+ Activation neutronique

ppm	GRANODIORITES A PHENOCRISTAUX								
	NON CONTAMINEES				CONTAMINEES				
	AROLA			SUOMU.	AROLA			SUOMUSSALMI	
	N° Ech.	G 148	G 149	G 195	H 62	G 154	G 214	G 224	H 59 H 63
N° Ana.	5620	5621	5633	4578	5624	5804	5634	4576	4579
La	57,3	43,0	65,0	37,9	27,0	55,4	32,0	42,9	41,7
Ce	107	74	125	67,2	51	107	67	100,8	87,7
Nd	34	21	44	22,9	22,5	44	35	50,3	39,6
Sm	5,4	3,4	7,2	3,40	4,4	7,6	6,0	9,07	9,90
Eu	0,93	0,80	1,82	0,701	1,09	1,59	1,52	2,15	1,45
Gd	-	-	-	2,22	-	-	-	5,80	8,70
Tb	0,35	0,30	0,58	-	0,31	0,40	0,45	-	-
Dy	-	-	-	1,41	-	-	-	3,57	6,37
Er	-	-	-	0,64	-	-	-	1,55	2,72
Yb	0,90	0,67	1,66	0,51	0,86	0,95	1,05	1,39	1,89
Lu	0,12	0,06	0,22	0,080	0,12	0,12	0,16	0,209	0,26
	+	+	+	o	+	+	+	o	o

o Dilution isotopique

+ Activation neutronique

VOLCANITES DE LUOMA					
	PAUVRES EN K ₂ O		RICHES EN K ₂ O		
N° Ech.	S 29.	S 98.	S 64	S 160	S 162.
N° Ana.	2789	2795	3175	3184	3178
La	-	-	29	25,4	55,9
Ce	42,9	24,4	56	47	116,2
Nd	16,5	11,1	-	16	46,5
Sm	2,69	1,84	5,1	2,57	6,85
Eu	0,694	0,522	1,53	0,78	1,59
Gd	1,804	1,15	-	-	4,83
Tb	-	-	0,59	0,21	-
Dy	1,15	0,599	-	-	3,84
Er	0,600	0,256	-	-	2,12
Yb	0,607	0,227	2,43	0,75	1,825
Lu	0,096	0,036	0,36	0,11	0,257
	o	o	+	+	o

o JAHN et al. (1980), o Dilution isotopique,

+ Activation neutronique.

ppm	GRANITES ROSES		
N° Ech.	G 4	G 15	G 16
N° ANA.	5118	5546	5547
La	11,5	15,3	44,4
Ce	24	35	84,5
Nd	-	-	-
Sm	1,66	1,71	3,9
Eu	0,28	0,44	0,71
Gd	-	-	-
Tb	0,21	0,19	0,18
Dy	-	-	-
Er	-	-	-
Yb	0,57	0,58	0,63
Lu	0,09	0,09	0,12
	+	+	+

+ Activation neutronique

ANNEXE V

Localisation des échantillons

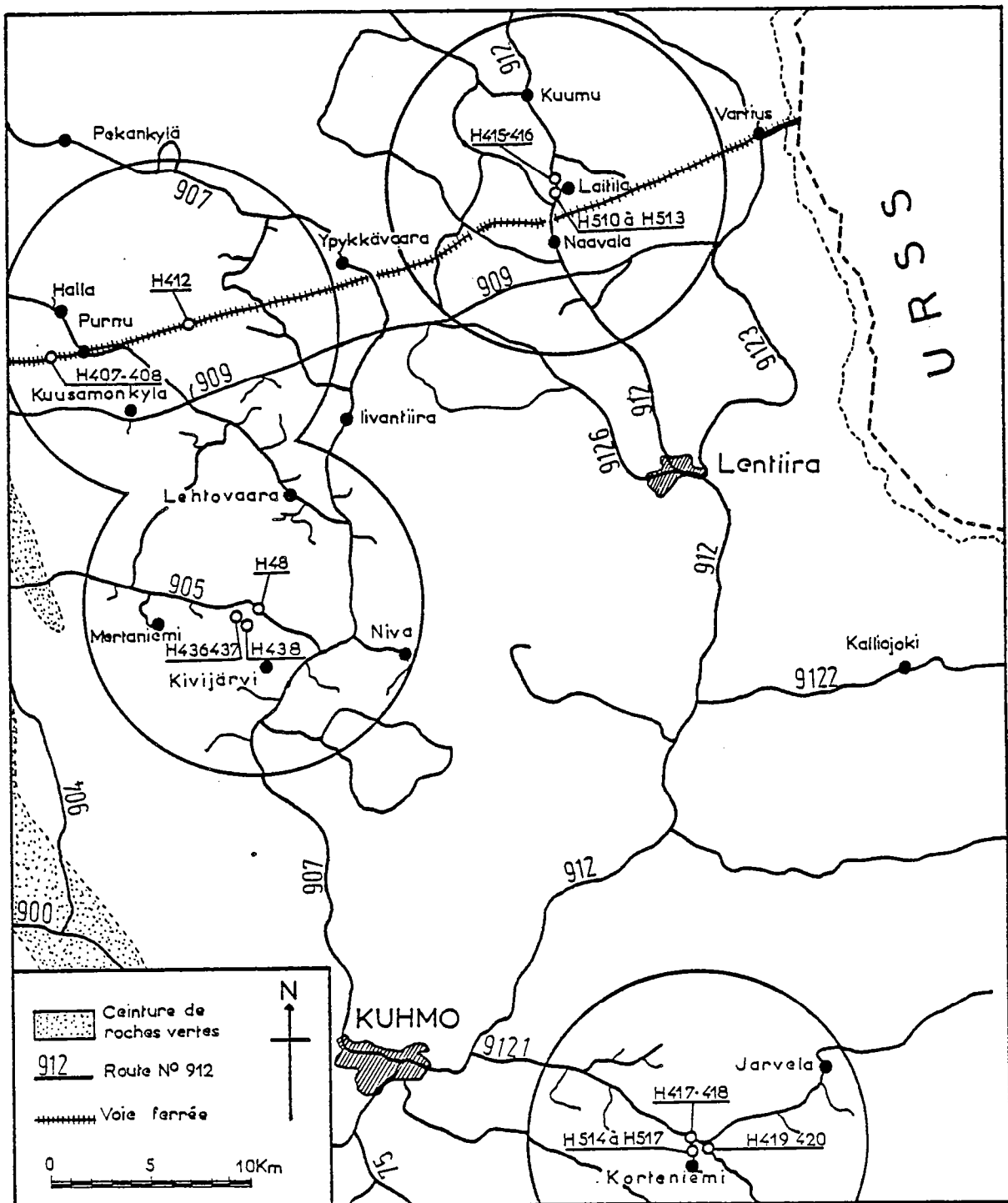


Fig. V-2 Localisation des échantillons de migmatites.

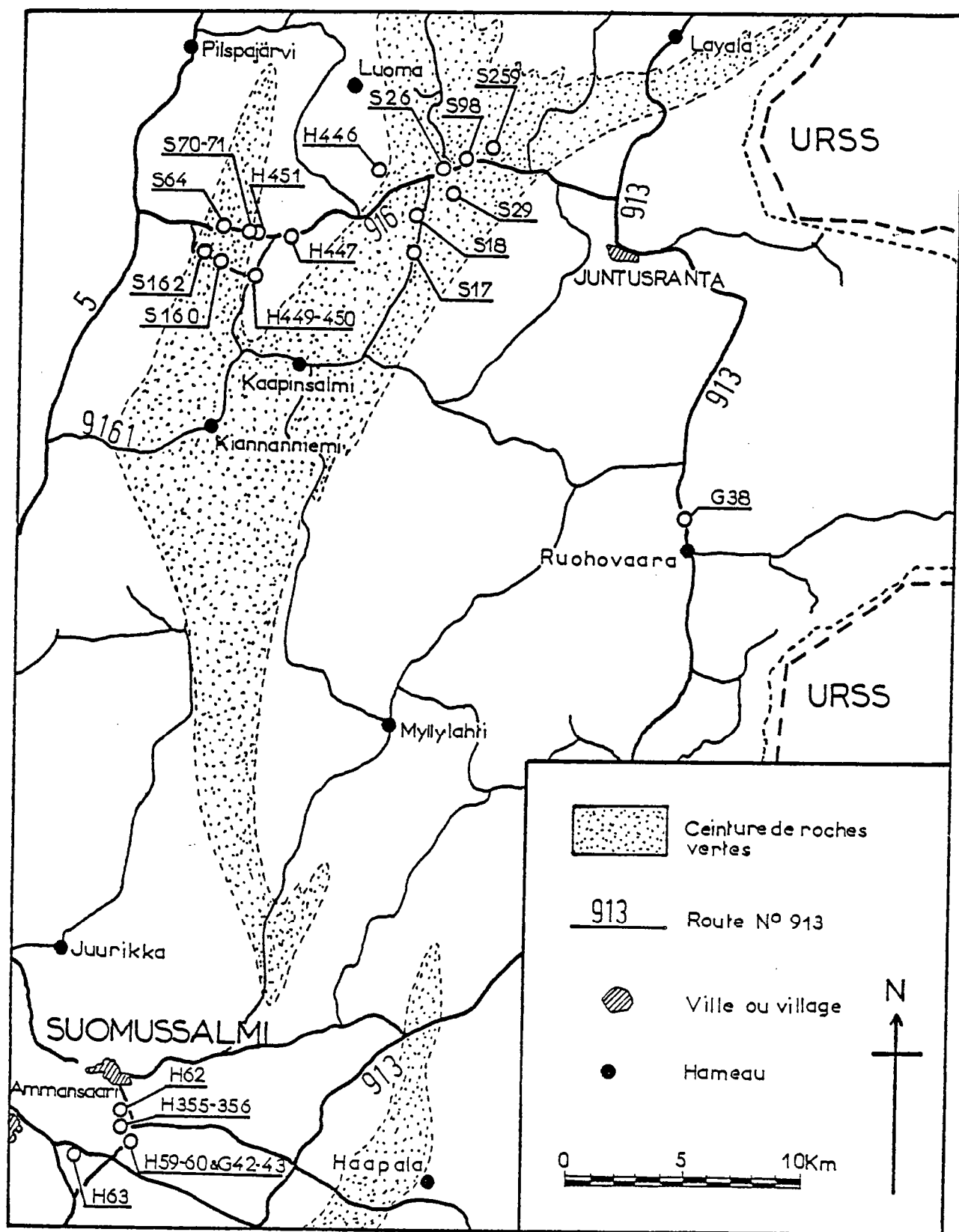


Fig. V-3 Localisation des échantillons des roches magmatiques tardi à post ceinture de roches vertes - région de Suomussalmi.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

- PHOTO 1 - Granite gris, homogène, intrusif dans les gneiss migmatitiques du socle (type Kivijärvi).
- PHOTO 2 - Roche basique en filon boudiné recoupant le rubanement migmatitique des gneiss de Kivijärvi.
- PHOTO 3 - Cristal de clinzoïsite zoné : le coeur est automorphe alors que la bordure est à tendance poeciloblastique.
- PHOTO 4 - Cristal d'allanite avec une double couronne d'épidote.
- PHOTO 5 - Petits granules d'ilménite en inclusion dans des cristaux de sphène .

PLANCHE I

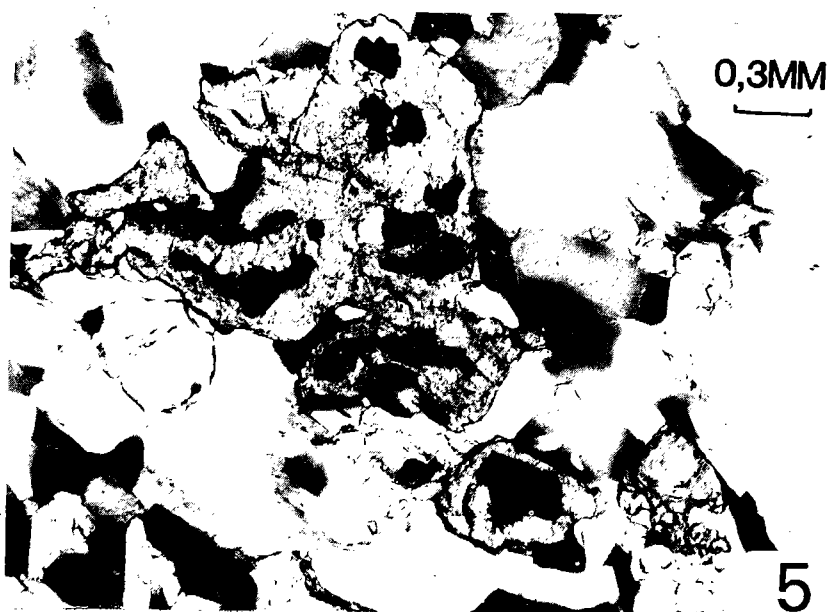
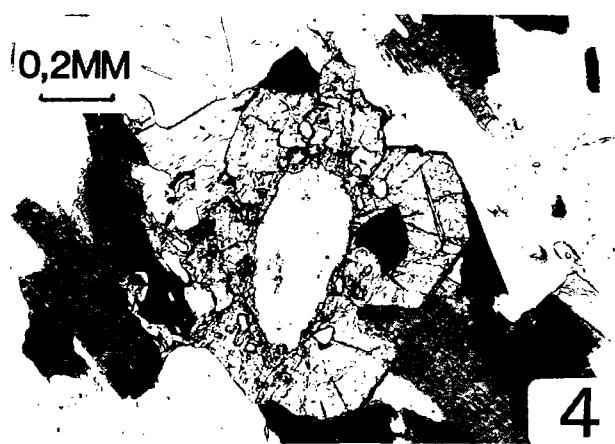


PLANCHE II

- PHOTO 6 - Filons de roches basiques, provenant de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi, intrusifs dans les gneiss gris de Naavala.
- PHOTO 7 - Gneiss gris de Naavala s.s.
- PHOTO 8 - Cisaillement F_{3b} dans les gneiss de Naavala s.s.
- PHOTO 9 - Gneiss gris de Kuusamonkylä.
- PHOTO 10 - Epidote vermiculaire au contact entre le plagioclase et la hornblende verte.

PLANCHE II

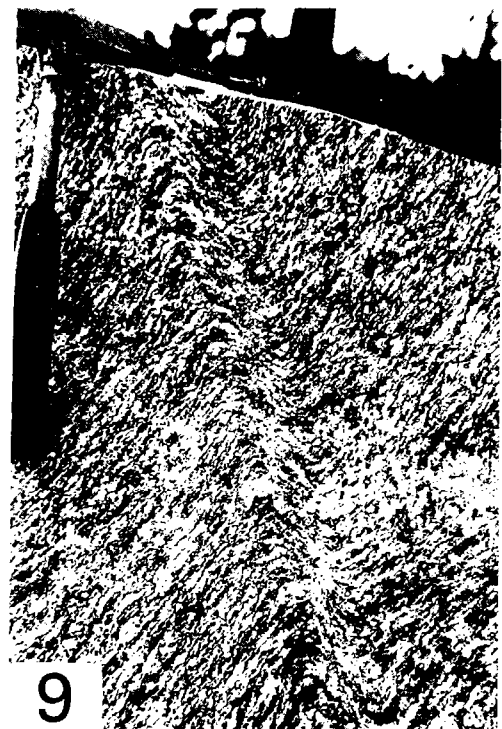
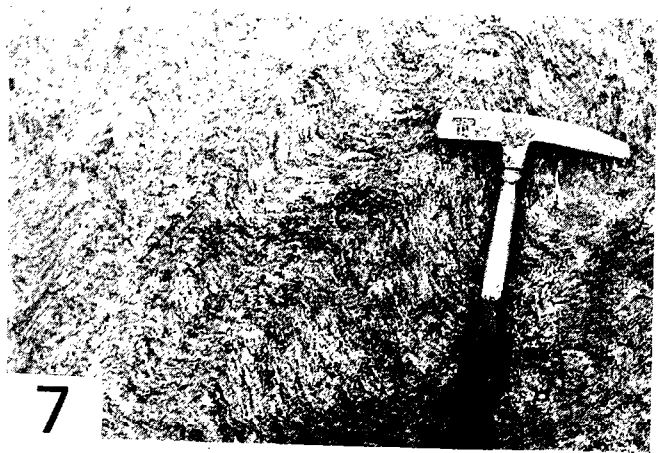


PLANCHE III

- PHOTO 11 - Enclave de métatéxite I dans des diatéxites II.
- PHOTO 12 - Plis isoclinaux F_1 repris par un pli ample F_2 dans une enclave
de métatéxite.
- PHOTO 13 - Métatéxite rubanée de Kivijärvi.
- PHOTO 14 - Diatéxite nébulitique de Laïtila.
- PHOTO 15 - Affleurement de diatéxites à Laïtila.

PLANCHE III

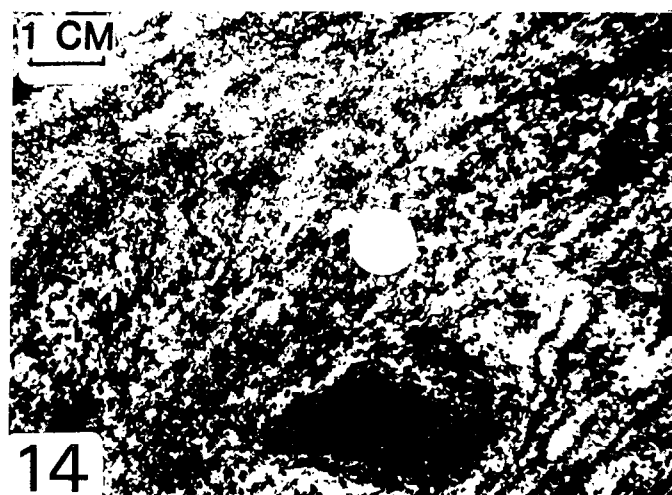
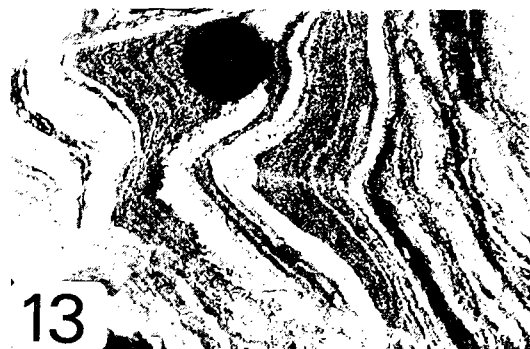
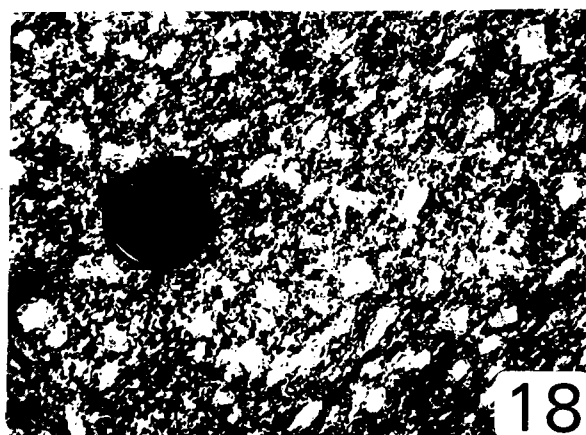


PLANCHE IV

- PHOTO 16 - Granodiorite à phénocristaux intrusive dans les amphibolites de la ceinture de roches vertes à Arola.
- PHOTO 17 - Amphibolites de la ceinture de roches vertes en enclaves dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola.
- PHOTO 18 - Granodiorite à phénocristaux de Suomussalmi. Cet échantillon prélevé dans une bande de cisaillement F3_b montre des queues de recristallisation de part et d'autre des phénocristaux de feldspath alcalin.
- PHOTO 19 - Enclaves de gneiss gris dans une granodiorite à phénocristaux.
- PHOTO 20 - Détail d'un filon de granodiorite à phénocristaux dans les amphibolites de la ceinture de roches vertes.
- PHOTO 21 - Filons de granite rose intrusifs dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola.
- PHOTO 22 - Filon de pegmatite rose recoupant des gneiss gris migmatisés de type Kivijärvi.

PLANCHE IV



Dans la même collection :

- N° 1 H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F
- N° 2 G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie, 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F.
- N° 3 J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles, Milieux de dépôt, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55 F.
- N° 4 D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 7 tabl., 106 fig. (1985). 55 F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F.			Frais d'envoi	
Montant total				

Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

RESUME.

Le but de ce mémoire est d'aborder le problème de la genèse et de l'évolution de la croûte continentale. Le support de terrain ayant servi de base à cette étude est le socle de Finlande orientale dont l'histoire archéenne se déroule sur plus de 500 m.a. L'analyse a été menée en 4 étapes successives :

- a) une étude de terrain permet de caractériser les matériaux et d'établir leur chronologie relative.
- b) la radiochronologie (Rb-Sr) précise l'enchainement et la durée des événements géologiques.
- c) les différents aspects de la genèse de chaque unité lithologique sont envisagés à l'aide de la géochimie des éléments majeurs et en traces.
- d) les contraintes géologiques, pétrographiques, géochronologiques, isotopiques et géochimiques servent à établir un modèle d'évolution géodynamique de la croûte archéenne.

Parmi les principaux résultats on peut retenir :

- 1) que la croûte continentale archaïque se différencie verticalement par recyclages successifs et acquiert progressivement des caractères modernes.
- 2) que si la tectonique des plaques existait bien à l'Archéen, les modalités de détail étaient différentes de celles connues de nos jours. Par exemple lors de la formation d'un rift l'évolution de celui-ci pouvait se faire soit, comme aujourd'hui par océanisation, puis subduction, soit par subsidence (sans océanisation).
- 3) la composition des granitoïdes formés dans les zones de convergence de plaques s'est modifiée au cours du temps. Ceci est expliqué par le refroidissement progressif de la Terre; à l'Archéen les gradients géothermiques élevés permettaient la fusion de la croûte océanique subductée. Aujourd'hui à l'inverse, cette croûte subductée est "froide" et se déshydrate avant d'atteindre les conditions de la fusion, favorisant ainsi la fusion partielle du coin de manteau, ou de la base de la croûte continentale sus-jacents.

Mots Clés : Archéen. Croûte continentale. Gneiss gris. Granitoïdes. Géochronologie Rb-Sr. Géochimie éléments majeurs et traces. REE. Finlande orientale. Reconstitution géodynamique. Fractionnement géochimique.